

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SPIŠSKEJ MAGURY

1 : 50 000

Zostavil: Juraj JANOČKO



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATELSTVO 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., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Juraj JANOČKO, Pavel GROSS, Milan POLÁK, Michal POTFAJ, Stanislav JACKO ml., Miloš RAKÚS, Rudolf HALOUZKA, Ján JETEL, Ľubomír PETRO, Peter KUBEŠ, Stanislav BUČEK, Eduard KÖHLER, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Adriana ŽLINSKÁ, Eva HALASOVÁ, Bohuš HAMRŠMÍD, Stanislav KAROLI, Branislav ŽEC, Oľga FEJDIOVÁ, Ján MILIČKA, Daniela BOOROVÁ, Katarína ŽECOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SPIŠSKEJ MAGURY

1 : 50 000

Zostavil: Juraj JANOČKO



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2000

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

ISBN 80-88974-27-5

OBSAH

ABSTRAKT	7
ÚVOD (J. Janočko)	10
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (J. Janočko)	12
REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (J. Janočko, M. Polák a M. Potfaj)	16
PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV (J. Janočko, P. Gross, M. Polák a M. Potfaj)	19
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	23
MEZOZOIKUM	23
KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV (M. Polák)	23
Trias	23
Jura	29
Krieda	33
BRADLOVÉ PÁSMO (M. Potfaj a M. Rakús)	34
Haligovský vrstvový sled – haligovská skupina	35
Kysucký, oravský a čertezický vrstvový sled	44
Klappská jednotka	51
Vrchná krieda bradlového pásma	51
TERCIÉR	56
PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMA (M. Potfaj a M. Rakús)	56
SEDIMENTY PODTATRANSKEJ SKUPINY (J. Janočko a P. Gross)	60
Borovské súvrstvie	62
Hutianske súvrstvie	69
Zuberecké súvrstvie	87
KVARTÉR (J. Janočko a R. Halouzka)	96
Nečlenený kvartér	98
Pleistocén	99
Spodný pleistocén	99

Stredný pleistocén	100
Vrchný pleistocén	102
Holocén	103
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV	
A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (S. Jacko ml. a M. Potfaj)	104
GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (J. Janočko, M. Polák a M. Potfaj)	112
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ SPIŠSKEJ MAGURY	.
(P. Kubeš)	118
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (J. Jetel)	122
GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA	
(L. Petro)	135
PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (S. Buček)	140
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (J. Janočko)	145
LITERATÚRA	148
EXPLANATIONS TO GEOLOGICAL MAP OF THE SPIŠSKÁ MAGURA REGION – SUMMARY	160

ABSTRAKT

Geologická mapa Spišskej Magury zobrazuje územie geomorfologického celku Spišskej Magury a príľahlých častí Pienin, Belianskych Tatier a Popradskej kotliny. Severozápadná časť územia v oblasti Tatranskej Javoriny patrí do chráneného územia Tatranského národného parku, podobne ako aj územie Pienin patrí do Pieninského národného parku.

Reliéf územia, odrážajúc geologickú stavbu, je rôznorodý. Severozápadná časť regiónu, budovaná karbonátmi krížňanského príkrovu Tatier a hrubozrnnými sedimentmi paleogénu, je silno členitá, s výskytom mnohých úzkych, ostro zarezaných dolín. Vysokú energiu reliéfu má aj príľahlá časť Pienin. Na jej stavbe sa podieľajú tektonicky deformované mezozoické a paleogénne sedimentárne sekvencie. Značne členité územie je aj v oblasti ružbašského mezozoického ostrova. Pre prevažnú časť územia je však typický hladko modelovaný, vrchovinový až pahorkatinný reliéf.

Geologická stavba regiónu Spišskej Magury je pestrá. Zúčastňujú sa na nej horniny krížňanského príkrovu, bradlového pásma a podtatranskej skupiny, ktoré sú nesúvislo pokryté kvartérnymi sedimentmi.

Oblasť Tatier a Ružbách tvoria mezozoické sekvencie krížňanského príkrovu so stratigrafickým rozpätím trias–krieda. Najstaršie horniny sú gutensteinské vápence anisu prechádzajúce do ramsauských dolomitov ladinu a sivých dolomitov s vložkami bridlíc. Nad nimi sa nachádzajú horniny karpatského keuperu odkryté pri Ždiari. Tieto sedimenty sa ukladali v plytko- až hlbokomorskom prostredí počas norika. Súslednosť triasových hornín je zakončená fatranským súvrstvom rétu, tvoreným tmavosivými organodetrítickými vápencami a bridlicami. V období jury sa začalo ukladať kopianecké súvrstvie (hetanz, sinemúr), tvorené bridlicami a organodetrítickými vápencami. Nad nimi sa nachádzajú algäuské vrstvy lotaringu a álenu, reprezentované škvritými vápencami (fleckenmergel). Ždiarske súvrstvie (álen–oxford) tvoria najmä rádiolaritové vápence a rádiolarity, ktoré prechádzajú do osnického súvrstvia titónu a beriasu so slienitými kalpionelovými vápencami. Najvyššou litologickou jednotkou jury, ktorá zasahuje až do kriedy, sú slienité vápence a slieňovce mráznického súvrstvia. Celá sekvencia krížňanského príkrovu je zakončená čiernymi organodetrítickými vápencami aptu, vyskytujúcimi sa v oblasti ružbašského mezozoika. Ich ekvivalentom v oblasti Tatier sú muránske vápence.

Oblasť Pienin budujú deformované sedimentárne sekvencie bradlového pásma so stratigrafickým rozpätím trias–paleogén. Do štruktúry bradlového pásma tu vstupujú tieto celky:

– Haligovská jednotka (vrstvový sled) s vekovým rozpätím trias až alb. Mezozoické členy haligovskej skupiny reprezentujú plošne malé územie (cca 2 km²) severne od obce Haligovce.

– Kysucká jednotka (vrstvový sled) v rozsahu jura–mástricht. Na základe neúplne zachovaných vrstvových sledov v jednotlivých bradlách južne od Vysokej (I 014) interpretujeme litostratigrafické jednotky kysuckého vrstvového sledu takto: najstaršie je súvrstvie červených a zelených silicítov – rádiolaritov. Vyššie sú červené hľuznaté

vápence – čorštynské – a nad nimi sivobiele hľuznaté vápence a lavicovité bielosivé kalové vápence. Sú prekryté sivými doskovými vápencami – pieninskými – s čiernosivými rohovcovými hľuzami. V ich nadloží sú zelené, tmavosivé a čierne bridličnaté sliene koňhorských vrstiev (brodnianske) a zelené doskové vápence, bridlice a slieňovce tisalských vrstiev (rudinské). K tomuto súboru kartograficky zaradíme aj fialovočervené a zelené sliene a slieňovce kysuckých vrstiev. Najvyšším jednoznačne identifikovaným súvrstvom kysuckého sledu v tejto oblasti sú snežnické vrstvy. Príslušnosť púchovských slieňov (gbelských vrstiev) k tomuto vrstvomému sledu v teréne nevieme s istotou identifikovať, a tak ich zaradíme k „vrchnej kriede bradlového pásma“ *en bloc*.

- Oravská (niedzická) jednotka s vrstvomým sledom v rozsahu doger–neokóm.
- Čertezická jednotka (vrstvomý sled) v rozpätí stredná/vrchná jura–neokóm.
- Klapská jednotka v rozsahu ?turón–kampán?.

Pod názvom „vrchná krieda bradlového pásma“ sme bez označenia príslušnosti k tomu–ktorému vrstvomému sledu zaradili púchovské súvrstvie s. l. a jarmutské súvrstvie. Obe reprezentujú tzv. *kriedový bradlový obal*. Paleogénne sedimenty žilinského súvrstvia s. l. spolu so súľovskými zlepcami tvoria súčasť bradlového pásma.

Najrozsiahlejšiu časť Spišskej Magury tvoria paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny, ktoré sú diskordantne uložené na starších sedimentoch križňanského príkrovu. Útržky týchto sedimentov sa našli aj v sedimentárnom slede pieninského bradlového pásma. Paleogénne sedimenty sú zastúpené bazálnym borovským súvrstvom, ktoré prechádza do nadložného hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Vek sedimentov podtatranskej skupiny je stredný eocén–neskorý oligocén. Odhadovaná maximálna hrúbka sedimentov na základe vrtných prác a seizmických rezov je asi 1 700 m.

– Borovské súvrstvie tvoria brekcie a zlepence, numulitové pieskovce a vápence a pieskovce. Priemerná hrúbka tohto súvrstvia je 20–30 m, maximálna hrúbka je však až 150 m. Brekcie a zlepence najčastejšie tvorí materiál miestneho podložia, ale občas v nich možno pozorovať aj dobre opracované úlomky kremeňa, červených (permských?) zlepcov a kryštalických bridlíc indikujúcich vzdialený zdroj sedimentov. Numulitové pieskovce a vápence majú v študovanom regióne len malé rozšírenie v podhorí Tatier. Reliktný výskyt majú aj stredozrnné pieskovce s obsahom makrofauny, ktoré sa prirovnávajú k markušovským vrstvám. Vek borovského súvrstvia stanovený na základe výskytu veľkých foraminifer je vrchná časť stredného eocénu až neskorý eocén.

– Hutianske súvrstvie je dominujúce súvrstvie v študovanom regióne tak z hľadiska priestorového rozšírenia, ako aj hrúbky. Najčastejšia litofácia tohto súvrstvia sú tmavé kalovce s vložkami pieskovcov a zlepcov. Ich vek sa pohybuje od vrchnej časti stredného eocénu až po oligocén. Ďalšia výrazná litologická jednotka hutianskeho súvrstvia sú zlepence a pieskovce Tokárne. Tieto sedimenty vyplňajú podmorský kaňon, ktorého hrúbka je asi 150 m a šírka 1,5 km. Sedimenty uložené rozličnými druhmi gravitačných prúdov sú smerom nahor lepšie vytriedené a jemnozrnejšie. Okrem týchto zlepcov sa v oblasti Spišskej Magury stretávame aj so šošovkovitými polohami zlepcov polymiktného zloženia, ktoré pravdepodobne vznikali podmorskými sklzmi a zosuvmi. Ukončenie ich výskytu signalizuje poloha hrubovrstvovitých stredozrnných pieskovcov.

– Zuberecké súvrstvie tvoria striedajúce sa tenké a stredné vrstvy pieskovcov a kalovcov s nepatrnými polohami zlepcov. Hrúbka vrstiev, zrnitosťné zloženie pieskovcov a ich štruktúry sú rôznorodé. Niekedy ide o pravidelné striedanie ostro ohraničených pieskovcových a kalovcových vrstiev, niekedy pieskovce tvoria hrubšie lavice, ktoré sa laterálne vykliňujú, alebo sú synsedimentárne deformované. V tomto súvrství vyčleňujeme aj kežmarské vrstvy s typickou, smerom nahor hrubnúcou sedimentárnou súslednosťou. Vek zubereckého súvrstvia je neskorý eocén až neskorý oligocén.

Opísané sedimenty sú nesúvislo pokryté kvartérnymi uloženinami. Tie reprezentujú najmä glaci-fluviálne sedimenty v predpolí Tatier, fluviálne sedimenty v dolinách väčších riek a svahové sedimenty na úpätí svahov. Glaci-fluviálne a fluviálne sedimenty sú zvyčajne terasované a vytvárajú systém šiestich terás. Podľa veku vzniku sedimenty zadeľujeme do starého pleistocénu až holocénu.

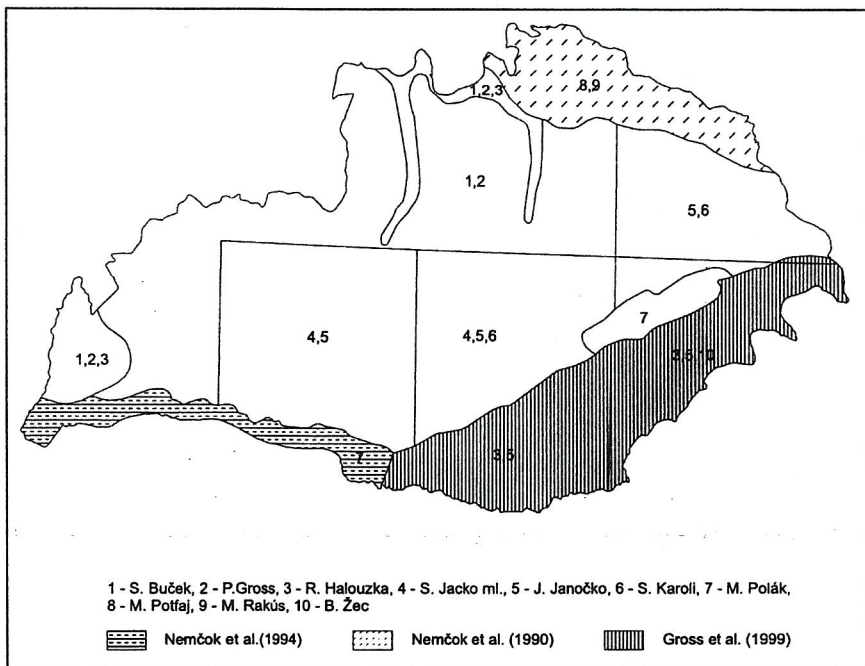
ÚVOD

Geologická mapa Spišskej Magury v mierke 1 : 50 000 a vysvetlivky k mape prinášajú informáciu o geologickej a tektonickej stavbe územia, hydrogeológii, geofaktoroch životného prostredia a výskyte nerastných surovín v tomto regióne. Tieto informácie sú určené pre široké spektrum činností, počnúc základným výskumom až po mnohé oblasti aplikovaného výskumu. Územie regiónu v podstatnej miere tvoria paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny, ktoré sú súčasťou sedimentárnej výplne centrálnokarpatského paleogénneho bazénu. Okrem týchto hornín však mapa zobrazuje aj vývoj, rozšírenie a stratigrafiu hornín v oblasti bradlového pásma, ružbašského mezozoika a Tatier, ktoré buď ohraničujú sedimenty podtatranskej skupiny, alebo vystupujú v paleogénnom bazéne vďaka mladšej, postsedimentárnej tektonike.

Na spracovanie širokého spektra problematík týkajúcich sa geologickej stavby regiónu sme použili multidisciplinárny prístup. Mapovanie regiónu uskutočnil kolektív pracovníkov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra: J. Janočko, P. Gross, S. Jacko ml., S. Karoli, B. Žec, S. Buček, M. Polák, M. Rakús, M. Potfaj a R. Halouzka (obr. 1). Biostratigrafickou analýzou hornín sa zaoberali E. Halasová, B. Hamršmíd, E. Köhler, A. Zlinská, D. Boorová, S. Buček, K. Žecová a M. Potfaj. Petrografické spracovanie hornín podtatranskej skupiny urobili Z. Siráňová a O. Fejdiová. Štúdiom organickej hmoty sa zaoberal J. Milička. V rámci mapovania sa vykonali aj špeciálne sedimentologické (Janočko a Jacko, 1999) a štruktúrne (Jacko a Janočko, 2001) analýzy zamerané na pochopenie vývoja celého územia.

Nadobudnuté poznatky poukazujú na koreláciu vymedzených geologických jednotiek v rámci priľahlých regiónov, genézu hornín, evolúciu územia, ale aj na mnohé praktické problémy, a mali by sa využívať v aplikovaných vedách. Je to najmä prehľad geofyzikálnych prác realizovaných v regióne Spišskej Magury, znázornenie svahových deformácií, oblastí perspektívnych z hľadiska ťažby nerastných surovín alebo základných hydrogeologických charakteristík. V neposlednom rade mapa poskytuje aj prehľad významných geologických lokalít, ktoré sa môžu využívať na študijné účely, popularizáciu geológie či ako cieľ turistických a náučných trás. Uvedená charakteristika predkladanej práce naznačuje, že je predurčená nielen pre vedeckých pracovníkov, ale aj pre širokú verejnosť.

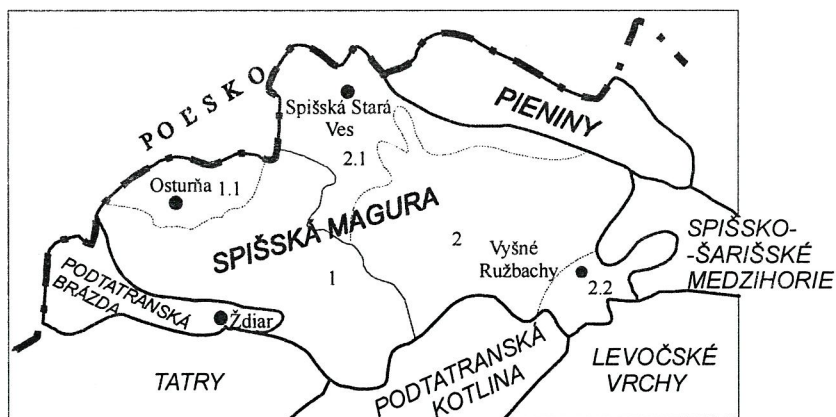
Geologická mapa a vysvetlivky k mape Spišskej Magury sú výsledkom trojročného projektu zadaného v roku 1997 Ministerstvom životného prostredia Slovenskej republiky Štátnemu geologickému ústavu Dionýza Štúra.



Obr. 1 Prehľad mapovania regiónu Spišskej Magury a máp použitých pri zostavení geologickej mapy tohto regiónu.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Skúmané územie sa rozprestiera na severnom Slovensku v Prešovskom kraji na území okresov Poprad, Kežmarok a Stará Ľubovňa. Podľa geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1978; obr. 2) najväčšia časť mapovaného územia prináleží do oblasti Spišskej Magury, pričom čiastočne zasahuje aj do východnej oblasti Podtatranskej kotliny, Tatier a Pienin. Úzky pás územia v doline riečky Biela pretekajúcej cez obec Ždiar patrí podľa tohto členenia do oblasti Podtatranskej brázdy. Vo východnej oblasti do mapovaného územia zasahuje aj Spišsko-šarišské medzihorie (obr. 2). V zmysle regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) mapované územie patrí prevažne do zóny Spišskej Magury s jednotkou tretieho rádu, ružbašským ostrovom. Čiastočne sem zasahuje aj zóna Belianskych Tatier, pieninský úsek bradlového pásma a pribradlovej zóny a spišsko-šarišský paleogén (obr. 3).



Obr. 2 Pozícia regiónu Spišskej Magury v rámci geomorfologických jednotiek Slovenska. 1 – Repisko, 1.1 – Osturnianska brázda, 2 – Veterný vrch, 2.1 – Staroveská kotlina, 2.2 – Ružbašské predhorie. Podľa Mazúra a Lukniša, 1978.

Najnižšie položený bod v mapovanom území má nadmorskú výšku 460 m (Dunajec pri obci Červený Kláštor). Najvyššie položený bod je vrchol kopca Repisko v nadmorskej výške 1 259 m. Riečna sieť územia patrí do povodia Se-



Obr. 3 Pozícia regiónu Spišskej Magury v rámci geologických jednotiek Západných Karpát. Podľa Vassa et al., 1988.

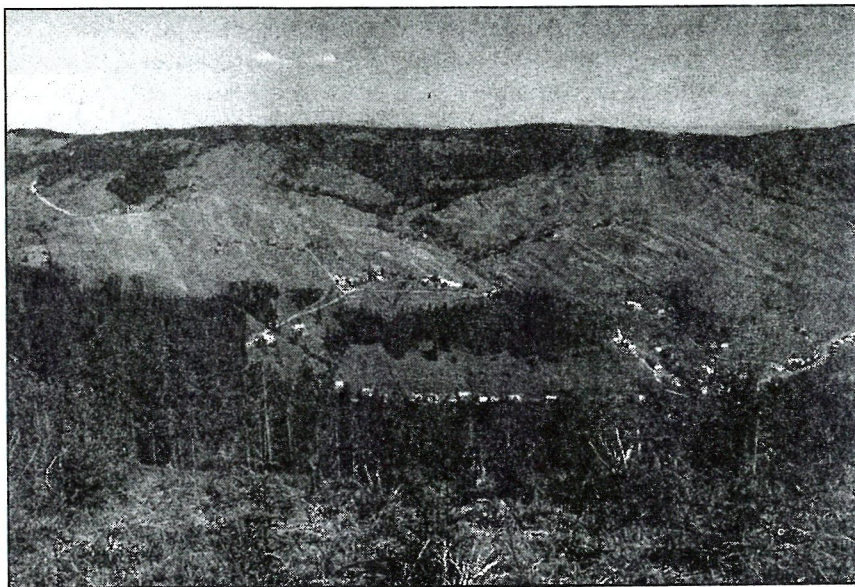
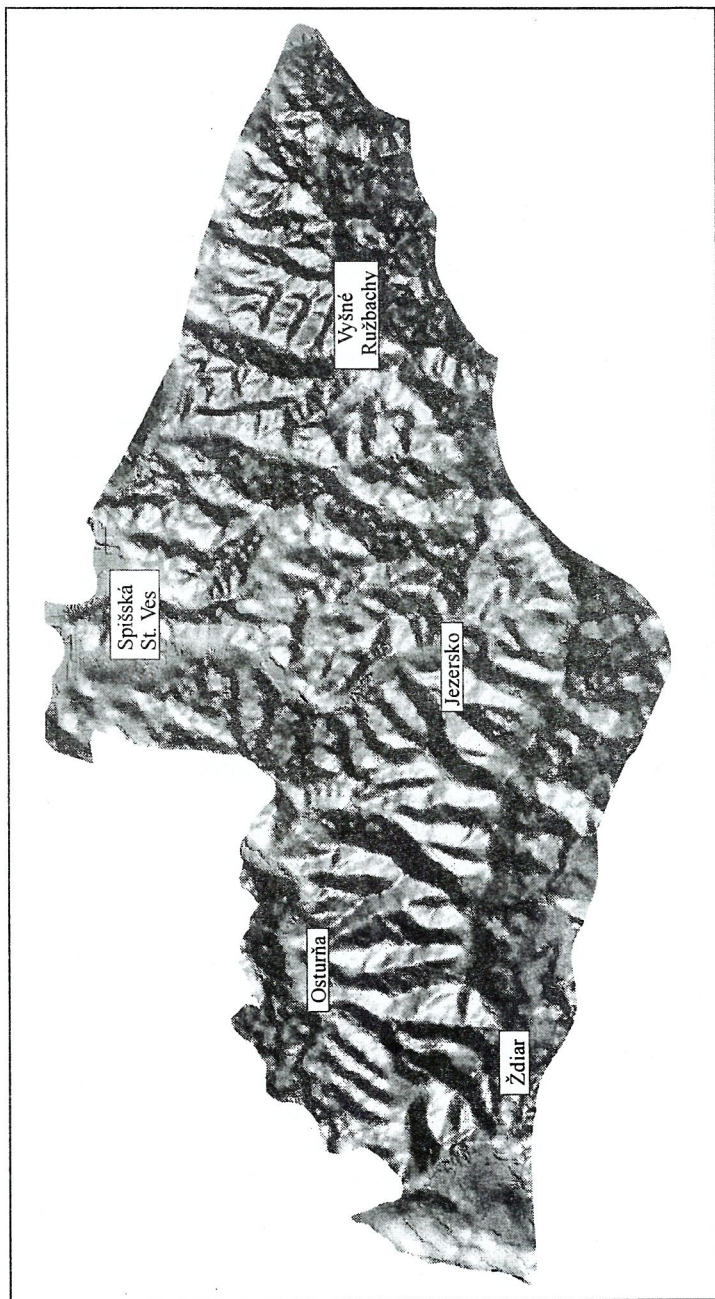


Foto 1 Vrchovinový reliéf Spišskej Magury v oblasti Ždiaru. Foto J. Janočko.

verného mora. Viac ako dve tretiny plochy územia sú pokryté ihličnatými lesmi, ostatnú časť tvorí zväčša poľnohospodársky obrábaná pôda a pasienky. Časť územia západne od obce Ždiar patrí do Tatranského národného parku, severovýchodná časť územia zasahuje do Pieninského národného parku.

Geomorfologická stavba územia je v najväčšej miere podmienená jeho litologickou a tektonickou stavbou. Najvyššiu energiu reliéfu má územie tvoriace predpolie Belianskych Tatier v oblasti Ždiaru a Tatranskej Javoriny, kde prevláda vysočinový podhôrny a vrchovinový reliéf (foto 1). V tejto časti, tvorenej najmä hrubozrnnými paleogénnymi sedimentmi borovského súvrstvia podtatranskej skupiny, sú časté hlboko zarezané doliny až strže a strmé svahy. Horský reliéf prechádza smerom na východ do pahorkatinného reliéfu náplavových kužeľov a riečnych terás vyvinutých východne od Lendaku. Jednotlivé terasy, resp. generácie náplavových kužeľov sú od seba oddelené strmým eróznym stupňom indikujúcim nový eróžno-denudačný cyklus. Smerom na sever prevláda znova vrchovinový reliéf, ktorý je morfológicky výrazne zlomovo ohraničený od reliéfu náplavových kužeľov. Pozdĺž toho istého zlomového systému bola vyzdvihnutá aj morfoštruktúra ružbašského mezozoika so strmým reliéfom karbonátových hornín. V oblasti Pienin prevláda ostro rezaný reliéf, nápadný najmä bradlovými tvrdošmi. Priebeh dolín v celom území je zo značnej časti podmienený tektonikou. Na obr. 4 vidieť, že prevláda jv.-sz. (napr. dolina Bielej tečúcej cez Ždiar alebo Rieky južne od Spišských Hanušoviec) a jz.-sv. (napr. Bachledova dolina, dolina Jezerského potoka) sieť dolín. Zaujímavá je asymetria jz.-sv. dolín s vývojom strmšieho, jv. a plochšieho, sz. svahu, čo je dobre pozorovateľné na obr. 4. Morfológicky výrazné je ľavobrežie riečky Biela východne od Ždiaru, kde sa prerezáva dolinou tvorenou mezozoickými karbonátmi a hruboklastickými sedimentmi paleogénu. Dobrá odolnosť paleogénnych zlepcov v tejto časti územia podmienila vznik skalných veží a úzkych skalných chrbtov.



Obr. 4 Prehľadná schéma študovaného regiónu. Nápadný je sv.-jz. smer a asymetria dolín.

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Na geologickej stavbe mapovanej oblasti regiónu Spišskej Magury sa podieľajú nasledujúce geologické celky (obr. 5):

Mezozoické sedimenty krížňanského príkrovu. – Budujú oblasť ružbašského mezozoického ostrova a príahľú časť Belianskych Tatier. Ich stratigrafické rozpätie je od stredného triasu (gutensteinské vápence – anis) až do kriedy (vrchný hoteriv–spodný apt). Z triasu tu vystupujú gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, hlavný dolomit, karpatský keuper a rétske organodetritické vápence. Sedimenty jury sú charakterizované bridlicami, pieskovecami a lumachelovými vápencami hetanžu a sinemúru, škvrnitými vápencami a slienitými bridlicami lotaringu a toarku a rádiolaritmi dogeru a malmu. Nad nimi sa nachádzajú slienité vápence titónu a stredného beriasu a bridlice a slienité vápence vrchného beriasu a valanginu až napokon čierne organodetritické muránske vápence vrchného hoterivu a spodného aptu.

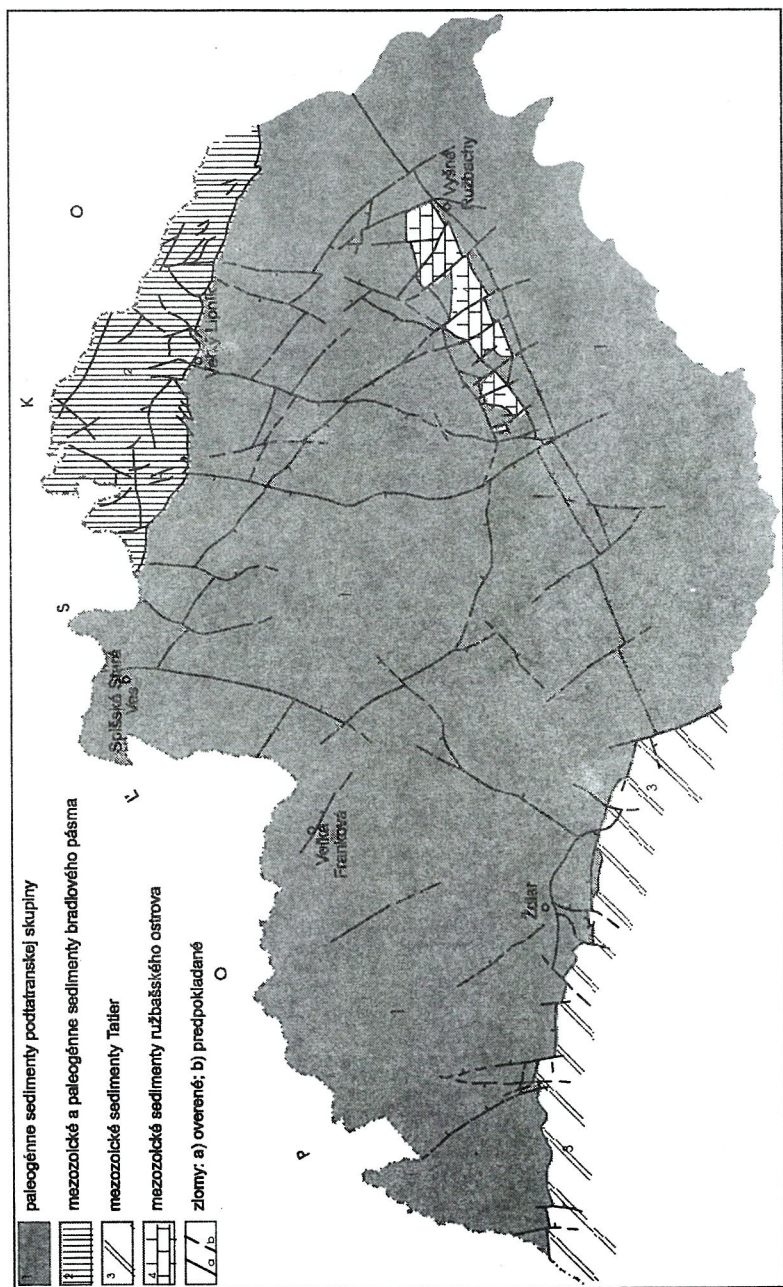
Horniny bradlového pásma. – Čiastočne ohraničujú územie regiónu zo severu. Do štruktúry bradlového pásma v mapovanom úseku vstupujú tieto celky:

- haligovská jednotka s rozpätím trias až alb,
- kysucká jednotka v rozsahu vrchná jura–mástricht,
- oravská (niedzická) jednotka (vrstvový sled) v rozsahu doger–spodná krieda,
- čertezická jednotka v rozpätí stredná jura–spodná krieda,
- klapská jednotka v rozsahu ?turón–kampán?.

Bez určenia príslušnosti k tomu-ktorému vrstvovému sledu sme vyčlenili slieňovcové púchovské súvrstvie s. l. a flyšové jarmutské súvrstvie, obe pod názvom vrchná krieda bradlového pásma, reprezentujúce tzv. *kriedový obal bradlového pásma*.

Z paleogénnych jednotiek vyčleňujeme **paleogén bradlového pásma** v rozsahu paleocén–stredný eocén, ktorý je ekvivalentom hričovsko-myjavského paleogénu (= myjavský paleogén s. l., Andrusov, 1965).

Sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny. – Reprezentujú najväčšiu plochu mapovaného územia. Sedimenty tvoria časť výplne centrálnokarpatského paleogénneho bazénu, ktorého integrálnou súčasťou je podhalský bazén na poľskom území. Počas vývoja bazénu, ktorý má komplexnú kinematickú históriu a ktorý je zväčša definovaný ako predobľukový (napr. Soták, Bebej a Biroň, 1996; Janočko a Jacko, 1999), v študovanej oblasti prevládala extenzný tektonický režim. Prejavy kompresnej tektoniky vidieť len v tesnej blízkosti bradlového pásma. Maximálna hrúbka paleogénnych sedimentov v regióne Spišskej Magury



Obr. 5 Štruktúrmogeologická schéma regiónu Spišskej Magury so zobrazením jednotlivých jednotiek, ktoré sa zúčastňujú na jeho stavbe.

sa na základe interpretácie reflexnej seizmiky odhaduje na 1 600 m (Janočko et al., 2001). Profilom z vrtu možno bezpečne doložiť hrúbku 1 200 m (vrt VR 7, pozri mapu a obr. 18). Sedimenty podtatranskej skupiny na študovanom území reprezentuje bazálne borovské súvrstvie, ktoré sa zaraďuje do vrchného bartónu až priabónu, nadložné hutianske súvrstvie a zuberecké súvrstvie. Horné vekové ohraničenie paleogénnych sedimentov je vrchný oligocén (nanoplanktónová zóna NP 23). V sedimentárnom zázname sa nezachovali sedimenty bielopotockého súvrstvia známe z príľahlej časti Levočských vrchov, ktoré zrejme podľahli denudácii počas popaleogénneho výzdvihu Spišskej Magury.

Kvartérne, predovšetkým glacifluviálne a fluviálne sedimenty. – Nachádzajú sa v predpolí Belianskych Tatier a v dolinách väčších riek a potokov regiónu Spišskej Magury. Pred uložením kvartérnych sedimentov územie Spišskej Magury podľahlo značnej erózii súvisiacej s jeho výzdvihom. Podľa niektorých údajov bolo územie vyzdvihnuté o 2–7 km (Milička in Janočko, 1999; Kotulová et al., 1998; Hurai, osobná komun., 1999; Bíroň, osobná komun.). Sedimentácia počas kvartéru mala špecifický charakter daný prítomnosťou horského zaľadnenia v Tatrách, podmieňujúceho okrem významných fluviálnych sedimentov aj vývoj glacifluviálnych sedimentov. Postupné vrezávanie riek spôsobené zdvihom územia podmienilo vznik terasových stupňov. Zvláštnosťou územia je bohatý výskyt travertínov a penovcov, súvisiacich s tektonickou aktivitou územia aj počas kvartéru. Analýza kvartérnych sedimentov na študovanom území ukazuje na prerušovanú akumuláciu sedimentov už od obdobia starého pleistocénu.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Región Spišskej Magury bol naposledy komplexne spracovaný v rámci edície vysvetliviek ku geologickej mape ČSSR v mierke 1 : 200 000, list Vysoké Tatry (list M-34-XXVII Vysoké Tatry; Fusán et al., 1963) a Spišská Stará Ves (list M-34-XXI; Róth, 1963), kde čitateľ nájde aj citácie starších geologických prác realizovaných v regióne Spišskej Magury. V nasledujúcom období boli detailné výsledky štúdia paleogénnych sedimentov študovaného regiónu podané v Regionálnej geológii ČSSR (diel II, Západné Karpaty, zv. 2), ktorá vyšla za redakcie Budaya et al. (1967). V tejto práci autori charakterizujú hlavné litologické jednotky regiónu. V roku 1970 Marschalko a Radomski publikovali štúdiu o paleogénnych zlepencoch, ale aj o bazálnych a zakopanských vrstvách (borovské a hutianske súvrstvia) v oblasti južných svahov Tokárne južne od obce Ždiar. Podľa uvedených autorov je vek zlepenčov predstrednopriabónsky. Zlepence predstavujú sedimenty podmorského svahu ukladané prúdmi smerujúcimi na S, teda kolmo na os bazénu. O bazálnych zlepencoch z oblasti Tokárne píše aj Westwalewiczová-Mogilska (1986), ktorá intepretuje ich znos z juhu. Tento model v ďalšej publikácii sponchybňuje Wiczorek (1989).

Významná etapa výskumov súvisela so zostavením edície Regionálne geologické mapy Slovenska v mierke 1 : 50 000. V rámci tejto edície sa spracovala podstatná časť študovaného územia na mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny (mapa a vysvetlivky k mape – Nemčok, 1990; Nemčok et al., 1990). Autor tu v rámci centrálnokarpatského paleogénu vymedzil vrchnoeocénne šambronské vrstvy a pieskovcovú litofáciu (?bielopotocké pieskovce v zmysle Grossa et al., 1984) s vekom vrchný eocén až oligocén. Juhozápadná časť územia (okolie Ždiaru) bola spracovaná na mape Tatier 1 : 50 000 (Nemčok et al., 1994) a v textových vysvetlivkách k mape (Nemčok et al., 1993). Autor tu vyčlenil borovské súvrstvie (lutét–priabón) a zuberecké súvrstvie (vrchný eocén až spodný oligocén), do ktorého priradil aj hrubozrnné zlepence Tokárne, opisované Marschalkom a Radomskim (1970).

Najjužnejšia časť regiónu sa prekrýva s územím znázorneným na mape Levočských vrchov, Popradskej a Hornádskej kotliny, Spišsko-šarišského medzieria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny (Gross et al. 1999), ktoré okrajovo zasahuje do najjužnejších častí študovaného regiónu.

Pieninský úsek bradlového pásma lákal už oddávna pozornosť geológov. Poznatky o stavbe a litostratigrafii tohto úseku bradlového pásma sú dobre známe predovšetkým na poľskej strane, kde bradlové pasmo bolo predmetom detailného systematického výskumu Birkenmajera (1977 a ďalšie početné štúdiu autora). Na

slovenskej strane mal výskum skôr charakter prehľadného výskumu spojeného s vypracovaním generálnej mapy 1 : 200 000 (Matějka et al., 1963), prípadne lokálneho výskumu (Scheibner, 1964).

V päťdesiatych až sedemdesiatych rokoch sa problematikou haligovského bradla zaoberali poľskí geológovia. Birkenmajer (1959, 1977) navrhol nové litostratigrafické členenie strednej a vrchnej jury–spodnej kriedy, ako aj obklopujúceho flyšu, pričom haligovský vývoj chápe aj v paleogeografickom zmysle ako integrálnu súčasť bradlovej zóny – jej najjužnejší vývin.

Kotaňski (1963 a 1976), ktorý sa zaoberal predovšetkým triasovými členmi haligovského bradla, sa domnieval, že okrem stredného triasu je tu zastúpený aj spodný trias–kampil. Navyše, predpokladal existenciu uhlovej diskordancie medzi triasom a jurou. Neskorší výskum však ukázal, že ani jeden z týchto predpokladov sa nezakladá na realite.

Členeniu bradlového pásma v súhrnnej forme sa venoval Andrusov (1958 až 1965). Zvlášť vyčlenil paleogénne súvrstvia v jeho tesnom susedstve ako myjavský vývoj s. l., zahŕňajúc do tejto skupiny aj paleogénne sedimenty v okolí haligovského bradla. Charakteristiku a koreláciu paleocénnych rifových vápencov podal Scheibner (1968). Nakoniec sa pieninským úsekom bradlového pásma na našom území zaoberal Nemček et al. (1990). Ten aplikoval na túto zónu svojrázne pohľady, ktoré sa však vo viacerých ohľadoch ukázali ako nepreukázateľné. Vek paleogénnych sedimentov na Plašni a Aksamitke determinuje štúdia Köhlera a Bučeka (2000).

Podobne ako oblasť budovaná paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny, aj oblasť Ružbašského mezozoického ostrova bola súhrnne spracovaná v rámci generálnej geologickej mapy ČSSR (Fusán et al., 1963). Napriek tomu, že v tejto práci boli spomenuté všetky dovtedajšie poznatky, je potrebné spomenúť aspoň práce Chmelíka z roku 1960, ktorý významne prispel k objasneniu geologickej stavby tejto časti územia. V ružbašskom mezozoiku vymedzil tieto litostratigrafické celky: stredotriasové dolomity, vrchnotriasový pestrý keuper, spodno- až strednoliasovú grestenskú fáciu. V roku 1963 Mahel' a jeho spolupracovníci detailne stratigraficky spracovali mezozoické horniny. Na základe tohto štúdia bol preukázaný rét, vrchnojurské a spodnokriedové sedimenty, ktoré dovtedy v ružbašskom mezozoiku neboli známe. Kullmanová (1974) podáva komplexné mikrofáciálne a litologické vyhodnotenie mezozoických súvrství.

Geologický výskum Tatier úzko súvisí s celkovým záujmom geologických pracovníkov o riešenie problémov v Západných Karpatoch. Moderný výskum v Tatrách sa prakticky začal až po druhej svetovej vojne. Andrusov (1949) uskutočňoval rozsiahle reambulačné práce v Tatrách. Zaoberal sa charakteristikou chočského príkrovu v západnej časti Tatier pri priechode na poľské územie, ako aj obalovou jednotkou Javorinskej Širokej. V roku 1959 účastníkom

zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego Andrusov predstavil Geologickú mapu Tatier 1 : 25 000, zostavenú najmä zo svojich starších geologických podkladov (1950) a prác Goreka (1953, 1958).

Významné geologické práce z oblasti Západných Tatier, spresňujúce znalosti o stratigrafii a tektonike, sú od Goreka (1953–1958). Ako prvý vymedzil a zmapoval dve tektonické okná kryštalinika vychádzajúce spod mezozoických sekvencií. Zo slovenskej strany sa výskumom Tatier zaoberali najmä geologickí pracovníci a diplomanti Geologicko-geografickej fakulty UK z Bratislavy pod vedením D. Andrusova.

V tom čase na poľskej strane pokračoval v intenzívnom výskume Tatier v kryštaliniku Michalík (1952–1956), Burchart (1968) a Jaroszewsky (1957 až 1965). V poľskej i slovenskej časti Tatier výskum pokračoval nepretržite ďalej, no viac sa obmedzil na riešenie zaujímavých, najmä paleontologických a čiastočne tektonických problémov. Z toho vznikli práce Gazdzického (1973–1983), Michalíka et al. (1976), Baca (1981), Bieleho et al. (1987), Wieczorka (1983 až 1989) a ďalších. Posledný výstup z oblasti Tatier reprezentuje geologická mapa Tatier v mierke 1 : 50 000 (Nemčok et al., 1994).

Štúdiom morfológie a kvartérnych sedimentov v časti regiónu sa zaoberal Lukniš (1973). Fluvialné terasy v dolinách Popradu a Rieky študoval Košťálik (1982, 1984). Prehľad literatúry týkajúcej sa geomorfologického výskumu regiónu Spišskej Magury je vyčerpávajúco podaný v monografii Košťálika (1999). Kvarterné travertíny v oblasti Ružbách podrobne študoval Kovanda (1971) a Ložek (1973).

Územie regiónu je veľmi zaujímavé aj z hydrogeologického hľadiska. V paleogéne Spišskej Magury sa doteraz realizovali iba viac-menej ojedinelé hydrogeologické vrty na získanie zdrojov podzemných vôd pre miestnu potrebu. Väčší počet plytkých hydrogeologických vrtov sa sústredil iba do náplavov Dunajca pri Spišskej Starej Vsi. Prehľadné zhodnotenie hydrogeologických pomerov celého skúmaného územia bolo súčasťou vysvetliviek k hydrogeologickej mape mierky 1 : 200 000, list Poprad (Hanzel et al., 1996; Zakovič, 1996), a vysvetliviek ku geologickej mape širšej oblasti v mierke 1 : 50 000 (Hanzel a Zakovič, 1990). Cenný prehľad poznatkov o vodárenskom zásobovaní a hydrogeológii podal Halečka (1990, 1991). Hydrogeológiu Staroveskej kotliny a priľahlých svahov s. časti Spišskej Magury územia spracoval v diplomovej práci Cibulka (1992). Jednotlivé výskyty minerálnych vôd podrobne opisujú Krahulec et al. (1977, 1978). Výskyty uhličitých minerálnych vôd viazaných na podtatranské zlomové pásmo na j. okraji skúmaného územia podrobne opísal Komárek (1942). Najväčšia časť hydrogeologických prác sa v skúmanom území sústreďovala na výskum a ochranu minerálnych prameňov Vyšných Ružbách. Súhrnný prehľad týchto prác spolu s najnovšími poznatkami prieskumu na vymedzenie ochranných pásiem týchto prameňov podali Mlynarčík a Petrivaldský (1990).

Základy súčasného poznania hydrogeologických a hydrogeochemických pomerov skúmaného územia priniesol regionálny hydrogeologický výskum Spišskej Magury, ktorý prebehol v rokoch 1991–1993. Popri vyhlbení 4 výskumných hydrogeologických vrtov SMJ-1–SMJ-4 súčasťou tohto výskumu bolo hydrogeologické a hydrogeochemické mapovanie so zostavením hydrogeologickej mapy v mierke 1 : 50 000 a dvojročné režimové sledovanie prietokov na 6 meracích objektoch. Výsledky výskumu uvádza záverečná správa (Jetel et al., 1993), hlavné poznatky zhrnul Jetel (1995b). Výsledkom hydrogeologického mapovania Lubovnianskej vrchoviny a Pienin v rokoch 1994–1999 bolo zostavenie hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami (Jetel, 1999a, b).

S hydrogeológiou, ale aj s vyhľadávaním ložísk nerastných surovín boli spojené mnohé geofyzikálne práce realizované v regióne. K najsúhrnnejším patrí napr. mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií z regiónu Spišská Magura – Pieniny – Čergov (Panáček et al., 1987).

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

MEZOZOIKUM

63 Mezozoické horniny vcelku (len v reze)

Mezozoické horniny, nečlenené, sú znázornené v rezoch 1–2 a 3–4. V oboch prípadoch ich reprezentujú horniny krížňanského príkrovu.

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Trias

62 gutensteinské vápence; anis (max. 30 m)

Sú najstarším súvrstvím vystupujúcim v ružbašskom mezozoickom ostrove (obr. 6). Vystupujú v úzkom pruhu sv. od Podolínce po oboch stranách Krížneho potoka. Litologicky sú to tmavosivé až čierne, prevažne lavicovité, miestami doskovité vápence. Hrúbka jednotlivých lavíc kolíše od cca 5 do 40 cm. Vo vápencoch sa často nachádzajú lavice dolomitických vápencov až dolomitov, ktoré sú prevažne svetlých farieb. Pomerne časté sú polohy organodetritických a krinoidových vápencov. Vo vyšších častiach sú tenké preplástky tmavosivých vápnitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity, v menšej miere biomikrosparity. Z organických zvyškov sú prítomné úlomky lamelibranchiát, krinoidových článkov, ojedinele detrit gastropód. V menšej miere v mikritických typoch pristupujú prierezy ostrakód a foraminifer (*Fronicularia* sp.). Pomerne často sú prítomné peletové zvyšky.

Kullmanová (1974) uvádza z opusteného kameňolomu na východnom svahu kóty Čuba (871,6 m) lamelibranchiátovú faunu, ktorú určila Kochanová (1974): *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Placunopsis plana* (GUMB.), *Placunopsis ostracina* SCHLOTH. Stratigrafické rozpätie uvedenej makrofauny je anis–ladin.

STRATIGRAFIA			V E P O R I K U M		
			KRÍŽNANSKÝ PRÍKROV		
			RUŽBAŠSKÉ MEZOZOIKUM	VYSOKÉ TATRY	
K R I E D A	S P O D N Á	ALB	ČIERNE ORGANODETRITICKÉ VÁPENCE 10 m	MURÁNSKE VÁPENCE max. 250 m	
		APT			
		BARÉM			
		HOTERIV			
		VALANGIN			
		BERIAS			
	J U R A	M A L M	TITÓN	sivé slienité kalpionelové vápence 10 m	sivé slienité kalpionelové vápence max. 50 m
			KIMERIDŽ	JASENINSKÉ SÚVRSTVIE 5 m	
			OXFORD	ŽDIARSKÉ SÚVRSTVIE	
			KELOVEJ	sivé zelené rádiolárové vápence, rádiolarity 10 m	ŽDIARSKÉ SÚVRSTVIE sivé zelené rádiolárové vápence, rádiolarity 50 m
		D O G G E R	BAT		
			BAJOK		
			ÁLEN		
			TOARK		
L I A S	DOMÉR	A L L G Ä U S K É V R S T V Y (FLECKENMERGEL)			
	KARIX	sivé slienité škvinité vápence, bridlice 80 m			
	LOTARING	K O P I E N E C K É S Ú V R S T V I E			
	SINEMŮR	bridlice, piesčité krinoidové a organodetrítické vápence 80 m			
HETANŽ					
T R I A S	RÉT	F A T R A N S K É S Ú V R S T V I E 50 m			
	NORIK	KARPATSKÝ KEUPER pieskovce, zlepenca, bridlice 80 m	KARPATSKÝ KEUPER pestré bridlice, dolomity 80 m		
	KARN	sivé dolomity s vložkami tmavých bridíc 80 m			
	LADIN	R A M S A U S K É D O L O M I T Y 100 m			
	ANIS	GUTENSTEINSKÉ VÁPENCE 30 m			
	SKÝT				

Obr. 6 Litostratigrafická kolónka mezozoických sedimentov krížnanského príkrovu v oblasti ružbašského mezozoického ostrova a Tatier. Zostavil M. Polák.

61 ramsauské dolomity: masívne a hrubovrstvovité dolomity, svetlé až tmavosivé dolomity, miestami s polohami brekcií; ladín–spodný karn

Vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov. Ich najväčšia koncentrácia je v širšom okolí Krížneho potoka. V Belianskych Tatrách sú sústredené najmä v širšom okolí doliny Bieleho potoka.

Z litologického hľadiska sú to sivé, tmavosivé, ale aj svetlejšie, obyčajne lavicovité až hrubolavicovité (10–100 cm) dolomity. Dolomity sú prevažne celistvé, mikrokryštalické, miestami až cukrovité. Charakteristickým znakom je vysoká frekvencia bielych očiek, tzv. „birdseyes“, čo sú pseudomorfózy po evaporitových mineráloch, najčastejšie po anhydrite a sadrovcí.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým mikrity, resp. sparity. Organická zložka v nich takmer chýba. Ojedinele sú prítomné prierezy ostrakód. Dominujúcou zložkou sú idiomorfne obmedzené kryštáliky vyplnené kalcitom, resp. svetlým dolomitom, čo sú pseudomorfózy po evaporitových mineráloch. Podobného charakteru sú aj tzv. „birdseyes“, ktoré sú taktiež vyplnené druhotným kryštalickým kalcitom, ktorý nahrádza pôvodný sadrovec, resp. anhydrit. Len zriedka sú prítomné drobné zrnka autigénneho kremeňa.

Súvrstvie sme zaradili do stredného triasu–ladinu len na základe pozície vo vrstvovom slede, v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží karpatského keuperu. Vek ramsauských dolomitov vo Vysokých Tatrách bol na základe zvyškov diplopór stanovený na ladín–spodný karn (Kotaňski, 1967).

60 sivé dolomity, tmavosivé bridlice; vrchný lias

V oblasti doliny Teplého potoka, sz. od kúpeľov Vyšné Ružbachy, na sv. svahu kóty Čierťaž a v doline Krížneho potoka sv. od Podolíncu na rozhraní karpatského keuperu a ramsauských dolomitov ladinu vystupuje súvrstvie dolomitov s častými vložkami čiernych bridlíc.

Litologicky sú to sivé a svetlosivé tenkolavicovité (5–10 cm) celistvé, niekedy jemnokryštalické dolomity. Obsahujú pomerne hojné preplástky a vrstvičky tmavých až čiernych ílovitých a slienitých bridlíc hrúbky od 1 do 20 cm. Kochanová in Kullmanová (1974) uvádza z týchto bridlíc (sv. od kóty Čuba v doline Krížneho potoka) lamelibranchiát *Costatoria* (*Costatoria*) cf. *goldfusi* ALBERTA in ZIETTEN a brachiopód *Lingula* sp.

Mikrofaciálne sú tieto dolomity klasifikované ako sparity, intrasparity, resp. biosparity. Z alochémov sú prítomné oolity a pelety. Organické zvyšky sú zastúpené predovšetkým úlomkami krinoidov a pomerne bohaté zastúpenie majú foraminifery. Kullmanová (1974) uvádza z týchto dolomitov nasledujúce druhy: *Glomospirella* cf. *friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina gaschei* KOEHN – ZANINETTI, *Agathamina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Frondicularia*

woodwardi HOWCHIN, *Ammodiscus* sp., *Hemigordius* sp., *Ophthalmidium* sp., *Semiinvoluta* sp., *Trochamina* sp., *Glomospira* sp.

Stratigrafické rozpätie týchto dolomitov na základe fosilných zvyškov je stanovené na jul–tuval.

59 karpatský keuper: pestré piesčito-flovité bridlice, pieskovce, kremeňa, drobnozrnné zlepenca, žltkavé dolomity, karbonátové zlepenca; norik

Súvrstvie karpatského keuperu má v oblasti ružbašského mezozoika najväčšie plošné rozšírenie. Vytvára rozsiahle súvislé plochy sz. od Vyšných Ružbách, prechádza popod Veľkú Kýčeru do oblasti Krížneho potoka a ďalej na západ do oblasti Toporeckej doliny. Vo Vysokých Tatrách predstavuje jedno z najcharakteristickejších litostratigrafických súvrství triasu. Medzi najkrajšie profily patrí zárez štátnej cesty južne od Ždiaru. Pekné odkryvy sú na južných svahoch Belianskych Tatier. Ďalej na západ vystupuje v sedlách a priesmykoch (pod Tokárňou, južne od Zakopaného, Juráňova dolina). Veľmi pekné odkryvy sú v Západných Tatrách v oblasti Veľkej a Malej kopy. Hrúbka súvrstvia kolíše od niekoľko metrov až po 200 m.

Litologicky toto charakteristické súvrstvie reprezentujú tri základné komponenty: 1. psefitický – konglomeráty, 2. psamitický – pieskovce, 3. pelitický – bridlice. Percentuálny pomer jednotlivých litotypov môžeme vyjadriť pomerom 1 : 4. Veľmi zaujímavé je porovnanie karpatského keuperu v ružbašskom mezozoiku s identickými súvrstviami krížňanského príkrovu v iných jadrových pohoriach. Zatiaľ čo napr. vo Vysokých Tatrách prevláda výrazne pelitická zložka, významné zastúpenie majú dolomity a pieskovce sú zastúpené len sporadicky, v oblasti Ružbách výrazne prevládajú pieskovce nad bridlicami a dolomitový komponent tu prakticky nie je zastúpený.

Psefitickú zložku zastupujú konglomeráty, ktoré zvyčajne vystupujú v bazálnych častiach súvrstvia. Tvoria polohy hrubé od niekoľko centimetrov do cca 2 metrov. Často tvoria šošovkovité telesá. Zlepenca sú prevažne svetlosivej, ružovej a často hnedastej farby. Veľkosť obliakov je maximálne 5 cm, priemerná veľkosť sa pohybuje v rozmedzí 2–3 cm. Obliaky sú pomerne dobre opracované. Z petrografického hľadiska sú obliaky konglomerátov tvorené najmä úlomkami kremeňa prevažne bielej farby. Percentuálne predstavujú cca 60 %. Ďalší obliakový materiál zastupujú úlomky kremencov, pieskovcov a ojedinelé úlomky tmavých silicítov – rohovcov. Základná hmota je kremito-sericitická. Tmel je kremity.

Psamitickú zložku tvoria pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Sú to prevažne svetlosivé, ružové, miestami aj fialové, prevažne lavicovité (10–40 cm)

strednozrné a jemnozrné pieskovce, ktoré spravidla vystupujú nad konglomerátmi, resp. sú s nimi zviazané pozvoľnými prechodmi.

Petrograficky sú pieskovce zložené zo 60–80 % úlomkov kremeňa veľkosti do 2 mm. Zriedkavo obsahujú zrná do veľkosti 5 mm, ktoré však zvyčajne v jemnozrnnejšom materiáli vytvárajú zhluky, resp. nepravidelné polohy. Zrná majú prevažne angulárne tvary. Zriedkavejšie sú prítomné úlomky rohovcov, kremencov a kremitých pieskovcov. Tieto úlomky sú opracovanejšie. Nestabilný komponent zastupujú K a Ca-Na živce, sericit, muskovit, baueritizovaný biotit a ojedinele chlorit. Akcesorické minerály zastupuje zirkón, apatit, ojedinele sa vyskytuje turmalín. Základná hmota je sericiticko-kremitá, tmel je kremitý.

Pelitickú zložku tvoria pestré (červené, fialové, čierne a zelené) ílovité a ílivo-piesčité bridlice. Miestami obsahujú polohy jemnozrných kremitých pieskovcov. Štruktúra bridlíc je pelitická, resp. pelopsamitická. Z petrografického hľadiska sú bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu a nachádza sa v nich aj sericit s jemne dispergovaným hematitom. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohanných, veľmi jemných zrn veľkosti od 0,01 do 0,1 mm. V dolomitoch sa ojedinele nachádzajú malé hľuzy červených silicitov (Mišík, 1966). Dolomity z najvyššej časti profilu karpatského keuperu v Juráňovej doline sú podľa Gazdzického et al. (1979) svetlosivé až sivozelené. Lavice majú rôznu hrúbku, sú medzi nimi vložky výrazných fialovosivých alebo sivých ílovcov. Ílovce v spodnej časti dolomitového člena obsahujú dolomitové konkrécie, niektoré vložky vo vyššej časti obsahujú fosilizovaný rastlinný detrit. Dolomikritový matrix dolomitových lavíc obsahuje ojedinelé úlomky foraminifer a echinodermát. Foraminifery zastupuje druh *Agathammina austroalpina*, podbne ako vo vrchných dolomitoch karpatského keuperu v Lejowej doline (Gazdzicki, 1978).

58 fatranské súvrstvie: tmavosivé organodetrilitické vápence, slienité vápence, bridlice; rét (max. 50 m)

Súvrstvie najvyššieho triasu je v ružbašskom mezozoickom ostrove rozšírené len v malých izolovaných šošovkách. Je lokalizované na južnom svahu kóty Kukura, na južnom svahu Veľkej Kýčery. Na jv. svahu Homôlky vytvára súvislejší pruh. Najkrajšie profily fatranského súvrstvia v Tatrách sú v Lejowej doline, na Malej Swinici, Malom Kopienci, Javorine a na Pálenici nad Lendakom.

Litologicky sú to prevažne tmavosivé až čierne organodetrilitické a lumachelové vápence, časté sú polohy čiernych, výrazne oolitických vápencov. Vápence sú obyčajne lavicovité (10–30 cm). Zriedkavejšie obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a bridlíc. Mikrofaciálne sú to prevažne biosparity a biomikrity. Organickú zložku zastupuje detrit lamelibranchiát, gastropód, krinoidových článkov a iný detrit. Charakteristickým znakom je pomerne dobré

opracovanie úlomkov organizmov. Zriedkavé sú úlomky neurčiteľných foraminifer. Pomerne frekventované sú oomikrity. Oolity sú zložené zväčša z niekoľkých vrstiev kalcitu. Jadro oolitu je takmer pravidelne tvorené úlomkom organického pôvodu.

Z tohto súvrstvia uvádza Kochanová in Kullmanová (1974) nasledujúcu makrofaunu:

Južný svah kóty Kukura: *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Modiolus minutus* (GOLDFUS), *Placonopsis alpina* (WINKLER), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Cardinia austriaca* (HAUER), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Conchodon* sp., *Lyriomorfia inflata* (EMMERICH), *Parallelodon* sp.

Južný svah Veľkej Kýčery: *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Atreta intustiata* (EMMERICH).

Vo Vysokých Tatrách súvrstvie podrobne spracoval Gazdzicki (1974). Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Sú to charakteristické, pomerne dobre opracované úlomky bivalvií, brachiopód, gastropód, krinoidových článkov, koralov, ostrakód a foraminifer, z ktorých boli určené: *Agathamina* sp., *Galeanella* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON, *Planinvoluta deflexa* LEISCHNER, *Frondicularia woodwardi* (HOWCHIN), *Involutina comunis*, *Involutina muranica*, *Glomospirella friedli*, *Glomospirella facilis* HO.

Michalík (1991) uvádza zo súvrstvia nasledujúcu faunu: *Rhaetina gregari* (SUESS), *Chlamys favrii tatica* (GOET.), *Ch. winkleri* STOPP., *Ch. valoniensis* (D.), *Propeamussium* (*Parvamussium*) *schaufhaetli* (WINKLER), *Placonopsis alpina* (WINKLER), *Rhaetavicula contorta* (P.), *Gervilia precursor* QUENSTEDT.

Koraly študovala Roniewiczová (1974). Okrem známych druhov *Retiophyllia clathrata*¹ (EMMR.), *Plamiroseris*² *rectilamellosa* (WINKL) a *Stylophyllum* sp. uvádzaných už Goetelom (1917) uvádza ďalšie bohaté spoločenstvo [*Parathecosmilia sellae* (STOPP.), *Astraeomorpha crassisepta* REUSS, nové druhy *Retiophyllia paraclathrata* RON., *Meandrostylophyllum vesiculare* (Roniewiczová a Michalík, 1991)].

Na základe uvedenej makrofauny bol stanovaný vek súvrstvia ako rét.

¹Ešte donedávna geologickej verejnosti skôr dobre známych pod nesprávnymi rodovými názvami *Thecosmilia* a

²*Thamnastraea*.

57 kopienecké súvrstvie: flovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, piesčité vápence; hetanž–sinemúr (max. 80 m)

Súvrstvie spodného liasu tvorí súvislejšie polohy a plochy na severnom svahu kóty Kukura, južnom a východnom svahu Veľkej Kýčery a západnom svahu Homôlky. V okolí Lendaku vystupujú najmä na južných svahoch Pálenice.

Bazálne časti liasového súvrstvia tvoria prevažne organodetrítické a luma-chelové vápence. Vyššie nasledujú tmavosivé až čierne, výrazne krinoidové a piesčito-krinoidové vápence. Vo vyššej časti súvrstvia majú väčší podiel flovité a slienité bridlice s vložkami piesčitých vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence sú výrazne lavicovité (10–30 cm).

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi, resp. biomikro-sparitmi s vysokou frekvenciou organického detritu. Ten je zastúpený úlomkami krinoidových článkov, časté sú ostne ježoviek, detrit lamelibranchiát, gastropód, nachádzajú sa aj foraminifery. V jemnozrnnejších varietách pozorujeme zvýšený podiel ostrakód, globochét a foraminifer. Klastickú prímes tvoria úlomky kremeňa, ktorý je prevažne ostrohranný, veľkosti do 1 mm. Jeho percentuálne zastúpenie vo vápencoch kolíše od 2 do 15 %. V piesčitejších varietách je jeho podiel podstatne vyšší, 55–60 %.

Bridlice tvorí prevažne illit, okrem toho chlorit a sčasti sericit. Štruktúra je pelitická. Obsahujú pomerne početné organické zvyšky, predovšetkým foraminifery, globochéty a úlomky echinodermát. Klastickú prímes zastupujú aleuritické úlomky kremeňa.

Z tohto súvrstvia pochádza pomerne bohatá fauna lamelibranchiát. Kochanová in Kullmanová (1974) uvádza zo svahov kóty Kukura: *Modilus* cf. *nitidulus* (DUNKER), *Lima hetangiensis* TERQUEM, *Chlamys* cf. *subulata* (MUNSTER), *Liostrongia hissingeri* (VILSON), *Gryphae rugosa* QUENSTEDT, *Cardinia* cf. *plana* AGASSIZ, *Cardinia* sp., *Plagiostoma punctatum* SOWERBY, *Entolium* sp., *Plagiostoma* sp., *Plicatula (plicatula) hettangiensis* (TERQUEM). Z Vysokých Tatier pochádza makrofauna z piesčito-krinoidových vápencov: *Chlamys falgeri* (MERIAN), *Chlamys* cf. *dispar* (TERQUEM), *Cardinia* sp., *Palaeocardita* sp., *Cardinia* cf. *sublamellosa* MARTINI, *Cardinia* cf. *concina* (SOWERBY); amonity a stopy po ich faune (UCHMAN, 1991: *Isopodichnus*, *Planolites*, *Palaeophycus* a i.). Gazdzicki (1974, 1975) definoval sedimentačné prostredie kopieneckej formácie ako príbrežné, plytkomorské. Na základe tohto faunistického spoločenstva zaraďujeme kopienecké súvrstvie do hetanžu–sinemúru.

56 algäuské vrstvy: sivé slienité škvornité vápence, bridlice; sinemúr–álen (max. 100 m)

Algäuské súvrstvie predstavuje jedno z charakteristických súvrství zliechovskej skupiny, na základe ktorého bolo mezozoikum ružbaškého ostrova a študovaného územia Vysokých Tatier zaradené do krížňanského príkrovu.

Súvrstvie vystupuje južne od kóty Kukura, a predovšetkým je rozšírené v západnej časti územia, severne od kóty Homôlka, v oblasti Belianskych Tatier a rozsiahle územie je v okolí kóty Pálenica.

Litologicky algäuské vrstvy tvorí súbor alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10–25 cm), výrazne škvornitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Vo vrchných častiach súvrstvia sú vo vápencoch sporadicky prítomné nepravidelné polohy tmavosivých až čiernych rohovcov – spongolitov. Vápence sú charakteristické prítomnosťou hojných čiernych škvŕn. Prevažná časť škvŕn je orientovaná v smere vrstiev. Ich veľkosť je v priemere 5 cm, častá je však aj väčšia koncentrácia. Na škvŕny je viazaná bituminózna substancia. Vzhľadom na to obsahujú zvýšený podiel pyritových globuliek a kryštálikov.

Mikrofaciálne vápence zodpovedajú biomikritom s vysokou frekvenciou pomerne monotónnych organických zvyškov. Sú to predovšetkým kalcifikované ihlice húb, ktoré sú dominantné. Okrem nich sú tu rádiolárie, ostrakóda, ojedinele sú prítomné úlomky krinoidových článkov, zriedkavo foraminifery: *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp.

Klastická prímes je zastúpená úlomkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Zo súvrstvia pochádza amonitová makrofauna (Kullmanová, 1974): *Ospelioceras* sp., *Harpoceratidae* ex. gr., *Haugia* sp.

Z makrofauny sa v Tatrách hojne nachádzajú amonity (*Echioceras raricostatum*, *Harpoceras*, *Grammoceras*, *Hildoceras* a i.), pelecypódy (*Bositra*) a belemnity. Lokálne sa v súvrství nájdu lavice sivých krinoidových vápencov (Mišík, 1959). Polohy krinoidových vápencov uvádzajú aj Biely et al. (1987) zo škvornitých vápencov na južných svahoch Vysokých Tatier. Lotarinský vek vrstiev od hájovne Ramžová dokladá masový výskyt amonitu *Echioceras raricostatum* (ZETTEN); (l. c.).

Na základe tejto makrofauny algäuské vrstvy stratigraficky zaradíme do lotaringu–toarku.

55 Ždiarske súvrstvie: sivé a zelené rádioláriuové vápence, rádiolarity; vrchný bat–oxford

Na juhovýchodnom hrebeni Ždiarskej vidly je vyvinutý typový profil ždiarskeho súvrstvia. Súvrstvie v spodnej časti tvoria sivozelené rádioláriuové

vápence s hľuzami a polohami čiernych rádiolaritov. V strednej časti nasledujú červenofialové rozpadavé rádiolarity, ktoré prechádzajú do ružových, zelených a svetlosivých rádiolaritov s polohami svetlosivých vápencov. Najvyššiu časť súvrstvia (cca 3 m) tvoria tenkolavicovité až doskovité sivozelené, vo vrchnej časti až čierne rádiolarity s nepravidelnými vložkami sivých vápencov.

Štruktúrne sú to prevažne biomikrity, zriedkavejšie biomikrosparity typu wackestone. Najrozšírenejšia je rádioláriová mikrofácia. Podiel rádiolárií, ktoré sú horninotvorným komponentom, kolíše od 40 do 85 %. Nasledujú ostrakóda a globochéty, zriedkavejšie sú úlomky krinoidových článkov, lamelibranchiát a aptychov. Klastická prímes je sporadicky prítomná vo forme angulárnych úlomkov kremeňa aleuritickéj veľkostnej kategórie.

Rádiolarity tvoria druhú výraznú horninovú súčasť ždiarskeho súvrstvia. V profile na Ždiarskej vidle tvoria cca 65 % horninovej náplne. V prevažnej miere rádiolarity vystupujú vo vápencoch vo forme nepravidelných elipsovitých hľúz rôznej veľkosti. Takmer vždy sú paralelné s vrstvosivosťou. Často sa tieto hľuzy spájajú, čím vznikajú polohy a pruhy rádiolaritov.

Z mikrofaciálneho hľadiska ich hodnotíme ako siliciticko-kalcitické biomikrity s vysokou frekvenciou rádiolárií, prevažne spumeláriového typu, ktoré tvorí najmä pôvodná jemnozrná kremenná hmota. Z organických zvyškov tu vystupujú ojedinelé ostrakóda a veľmi zriedkavo sú prítomné spikuly húb. Vek súvrstvia na základe mikrobiostratigrafickej analýzy rádiolárií bol stanovený na vrchný bat–oxford (Polák, Ondrejčíková a Wieczorek, 1998).

Súvrstvie tmavosivých rádioláriových vápencov a rádiolaritov je v oblasti ružbašského mezozoického ostrova zastúpené len vo veľmi malom rozsahu. Bolo lokalizované vo forme tenkých šošoviek na južných svahoch kóty Čuba (871,6 m) a na južnom svahu kóty Homôlka.

Litologicky ho tvoria tmavosivé, slabo zelenkavé kompaktné lavicovité (10 až 20 cm) rádioláriové vápence s vložkami a polohami čiernych celistvých silicitov – rádiolaritov. Hrúbka rohovcov kolíše od 5 do 10 cm. Vrstvové plochy tak vápencov, ako aj rohovcov sú nepravidelné, zvlnené, resp. sprehybané. Ojedinele sú prítomné veľmi tenké preplástky (2 cm) čiernych bridlíc.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi s pomerne monotónnou náplňou organických zvyškov. Prevládajúcou zložkou sú kalcifikované rádiolárie, nasledujú ostrakóda a vo vrchných častiach sú prítomné filamenty.

V najvyšších častiach tohto komplexu sa vyskytujú tenké polohy sivých a žltkavých celistvých vápencov, ktorých hrúbka nepresahuje 5 m. Tieto vápence na základe postavenia vo vrstvovom slede môžu reprezentovať malmský stupeň. Aj mikrofaciálna charakteristika, ktorú podáva Kullmanová (1974), kde uvádza prítomnosť protoglobigerín, filamentov, sakokóm, *Globochaete alpina* LOMBARD, úlomkov krinoidových článkov a foraminifer v základnej mikritickej hmote, nasvedčuje, že táto časť súvrstvia patrí k malmu.

**54 jaseninské súvrstvie: slienité doskovité a hľuznaté sakokómovo-
-aptychové vápence (kimeridž–titón); max. 30 m**

Jaseninské súvrstvie je vyvinuté len rudimentárne vo východnej časti územia.

Litologicky súvrstvie tvoria sivé, zelenkavé, červené a fialové, slabo slienité tenkolavicovité až doskovité (3–10 cm) vápence. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc. Zriedkavo sa objavujú, hlavne v spodných častiach súvrstvia, tenké polohy a lavice červených hľuznatých vápencov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Prevládajú úlomky ramúl a sekundibranchiálií planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* AGASSIZ, nasledujú rádiolárie, globochéty, filanty, zriedkavejšie sú úlomky lamelibranchiát, echinodermát, prierezy aptychov a foraminifery. Klástickú prímies zastupujú zrnká kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie, zriedkavé sú lupienky sľudy. Z mikrofosílií sú prítomné: *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD, *Tintinopsella remanei* BORZA, *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a ďalšie.

Na základe uvedenej mikrofauny jaseninské súvrstvie stratigraficky zaradujeme do kimeridžu–spodného titónu.

Jura–krieda

**53 Osnické súvrstvie: svetlosivé slienité kalpionelové vápence, sivé
slienité bridlice (titón–valangin–spodný barém); max. 300 m**

Mráznické súvrstvie spolu s osnickým tvorí plošne jedno z najrozšírenejších súvrství krížňanského príkrovu. Vytvára veľké oblasti na severných svahoch Belianskych Tatier od Hľúpeho cez Havran až do doliny Javorinky. Spodnú časť tohto mohutného komplexu tvorí osnické súvrstvie. V oblasti ružbašského ostrova je súvrstvie lokalizované v okolí Homôlky pri Toporci. Kartograficky sa dá vyčleniť len veľmi ťažko. Z litologického hľadiska osnické súvrstvie reprezentujú sivé a svetlosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom. Sú pravidelne vrstvomité až doskovité (10–40 cm), s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vystupujú v bezprostrednom nadloží jaseninského súvrstvia a v podloží mráznického súvrstvia.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s charakteristickou náplňou organických zvyškov, kde prevládajú tintinoídy [*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella longa* (COLOM), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Remaniella* sp., *Remaniella cadischiana*], nasledujú rádiolárie, prevažne kalcifikované, ostrakóda, zriedkavé sú úlomky bivalvií, aptychov, filanty, foraminifery: *Lenticulina*

sp., *Globuligerina* sp., *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA). Klastická prímes je len sporadická, zastúpená zrnkami kremeňa a ojedinelými zrnami sludy do veľkosti 1 mm.

Na základe uvedenej mikrofauny vek osnického súvrstvia bol stanovený na najvyšší titón–spodný valangin–spodný barém.

52 mráznické súvrstvie: sivé slienité vápence a bridlice, slieňovce; vrchný berias–hoteriv

Mráznické súvrstvie predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10–30 cm), plochy vrstiev sú obyčajne nerovné, často silno zbridlíčnatené, tektonizované, s výraznými tektonickými zrkadlami. Často sú pokryté železitými povlakmi. Bridlice tvoria polohy, ktorých hrúbka dosahuje miestami až 200 cm. Hranica s podložným osnickým súvrstvom je neostrá.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi. Organické zvyšky zastupujú predovšetkým rádiolárie spumeláriového typu, zväčša kalcifikované, ostrakóda, zriedkavé sú filamenty, ojedinele sú prítomné úlomky aptychov, hrubostenných bivalvií a echinodermát. Klastickú prímes zastupuje detrit kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne časté sú mikrofosílie *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLAESSNER), *Colomisphaera minutissima* (COLOM). Pomerne často obsahujú amonity *Beriasella* sp., hojné sú rostrá belemnitov.

Na základe pomerne bohatej mikro- a makrofauny mráznické súvrstvie krížňanského príkrovu stratigraficky zaradujeme do obdobia vrchného beriasu až hoterivu.

Krieda

51 muránske vápence; čierne organodetrítické vápence; vrchný hoteriv až spodný apt

Muránske vápence sú nielen scenericky, ale aj geologicky veľmi výrazný a nápadný celok, najmä v Belianskych Tatrách, kde tvoria skalné masívy vo vrcholových častiach hrebeňa a na jeho severných svahoch.

Patria medzi tie litostratigrafické jednotky, ktoré dostali svoje meno už v minulom storočí („Murankalk“; Uhlig, 1897) a neskôr boli objektom štúdia (Rabowski a Goetel, 1925; Passendorfer, 1930; Andrusov, 1936; Sokolowski, 1948; Borza, 1957; Mišík, 1958, 1959b; Lefeld, 1974; Michalík et al., 1990 a i.). Ako vyplýva z týchto početných prác, muránske vápence tvoria jedno veľké

a viacero menších organodetrítických telies uprostred „neokómskych“ sedimentov. Predstavujú evidentne zvyšok alodapických svahových sedimentov, derivovaných z karbonátovej platformy urgónskeho typu do neokómskej panvy. Ako uvádza už Sokolowski (l. c.), najhrubšiu a najjednoduchšiu polohu tvoria v strednej časti Belianskych Tatier, t. j. od Muráňa po Plačlivú skalú. Smerom na východ (Jatky, Fajkusová) sa výrazne stenčujú až sa vykliňujú. Okrem hlavnej lavice vystupujú na mnohých miestach v laviciach a šošovkách rôznej veľkosti a dĺžky. Ide zrejme o prstovité vykliňovanie alodapických polôh v distálnych častiach výnosového vejára.

V západnej časti Tatier „organogénne“ vápence aptu sú známe ešte z Bobrovskej doliny na Oraviciach. Ide zrejme o ďalšie alodapické teleso s urgónskymi elementmi uprostred neokómskych slieňov. Detailný opis muránskeho vápenového súvrstvia pozri v práci Michalíka et al. (1990).

V nadloží mrázničského súvrstvia v oblasti ružbašského mezozoika na niekoľkých miestach vystupujú tmavosivé zrnité hrubolavicovité (40–60 cm) organodetrítické vápence. Vápence majú výraznú organodetrítickú až gravelovú štruktúru. Základná štruktúrna hmota je mikritická. Organický detrit tvoria úlomky krinoidových článkov, lamelibranchiát, ostne ježoviek, rias, machviok a veľké množstvo foraminifer. Kullmanová (1974) uvádza: *Textularia* sp., *Fron-dicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Robulus* sp., *Trochalina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Cuneolina* sp., *Urgonina* sp.

Vekovo zaradíme súvrstvie per analogiam do barému až aptu.

BRADLOVÉ PÁSMO

Do štruktúry bradlového pásma v mapovanom úseku vstupujú tieto celky:

- haligovská jednotka (vrstvový sled) so stratigrafickým rozpätím trias až alb,
- kysucká jednotka (vrstvový sled) v rozsahu vrchná jura až mástricht,
- oravská (niedzická) jednotka (vrstvový sled) v rozsahu doger–spodná krieda,
- čertezická jednotka (vrstvový sled) v rozpätí stredná/vrchná jura–spodná krieda, resp. až mástricht(?),
- klapská jednotka v rozsahu ?turón–kampán?.

Okrem toho vyčleňujeme nesystémovú skupinu pod názvom vrchná krieda bradlového pásma. Tam bez označenia príslušnosti k tomu-ktorému vrstvomému sledu zaradíme púchovské súvrstvie s. l. a jarmutské súvrstvie.

Z paleogénnych vrstvomých sledov k bradlovému pásmu zaradíme flyšové a zlepcové komplexy v rozsahu paleocén–stredný eocén, ktoré sú ekvivalentom hričovsko-myjavského paleogénu (= myjavský vývoj s. l.; Andrusov, 1965). Tu ich pokladáme za tzv. *paleogén bradlového pásma*.

Haligovský vrstvomý sled – haligovská skupina

Mezozoické členy haligovskej skupiny reprezentujú plošne malé územie (cca 2 km²) a sú lokalizované v troch výskytoch. Samotné haligovské bradlo severne od obce Haligovce a Biela skala vytvárajú morfológické dominanty Michalova skala (871,5), Aksamitka (823,5) a Hrubá skala, resp. Zbojnická jaskyňa. Tretí výskyt sa dosiaľ neuvádzal a na mapách nebol zaznamenaný. Je to niekoľko plošne obmedzených odkryvov na svahu 300 m jjv. od k. Aksamitka (814). Tu vystupujú na povrch silno tektonicky deformované jurské rohovcové vápence, na ktoré transgredovali karbonátové súľovské zlepence.

Karbonátové členy haligovskej skupiny (obr. 7) sú obklopené flyšom, ktorý však netvorí súčasť vrstvomého sledu haligovského bradla, ako to predpokladali Birkenmajer (1959) či Nemčok (1980).

Je potrebné poznamenať, že sledovanie vrstvomovej postupnosti mezozoika je značne obtiažné vzhľadom na silnú, miestami až extrémnu tektonizáciu bradla, navyše, je sťažené neprístupnosťou v horskom teréne s množstvom strmých stien. Väčšina kontaktov je tektonizovaná alebo priamo tektonická s redukciou hrúbky. Z tohto dôvodu tu udávaná hrúbka je len približná.

50 tmavosivé masívne až hrubolavicovité, miestami dolomitické vápence (= gutensteinské vápence); stredný až vrchný trias

Karbonáty stredného triasu sa vyskytujú v západnej časti bradla, kde budujú skalné steny (lokálny názov Diablove skalky a Borsukova skala) na západ od Palubovej doliny. Vyskytujú sa aj severne od predchádzajúcich výskytov, kde okrem výraznej dominanty Biela skala sa vyskytuje ešte niekoľko menších bradielok.

Ako najspodnejší člen, zdá sa, vystupuje súvrstvie sivých, pri spodku masívnych, potom hrubolavicovitých, vyššie doskovitých a laminovaných jemnozrnných dolomitických vápencov. Smerom do nadložia sú opäť hrubolavicovité až masívne, viac alebo menej zrnité, s prechodmi do dolomitických vápencov až dolomitov.

Štruktúra je dolosparitová, zriedkavo dolomikritová. Ojedinele sme našli aj silno rekryštalizované oosparitové štruktúry. Vzácné sa vyskytuje idiomorfne obmedzený autigénny kremeň. Ojedinele sa vyskytujú kremenné zrnká s uzavreninami (Mišík, osobná komun.). Na Bielej skale sa v dolomitických vápencoch objavujú nepravidelne rozmiestnené malé hľuzky sivých rohovcov, ktoré tvorí mikrostylolitový kremeň.

Vo vrchnej časti karbonátového komplexu (lok. Vápeník) sa vyskytuje poloha (cca 10–15 m) sivých zrnitých dolomitov až dolomitických vápencov. Dosiaľ sme v týchto karbonátoch nenašli žiadne organické zvyšky a zaradenie do stred-

Haligovská jednotka					
vek			hrúbka (m)	litológia, litostratigrafická jednotka	
KRIEDA	staršia	alb	EX SITU	piesčité fosfatisko-glaukonitické vápence	
		apt		~ 30	42: svetlosivé masívne až hrubolaviovité organogénne vápence s úlomkami pachyodont lamelibranchiát
		barém		~ 60	43: sivé, organogénne a slabokrinooidové, detritické vápence s hľuzami čiernych rohovcov
		hoteriv		50 - 80	44: sivé laviovité mikritické vápence s čiernymi rohovcami
		valangin			
		berias			
JURA	mladá	títón		2,5 ~ 15	45: sivé rohovcové vápence, sivozelené rádiolárové vápence až rádiolarity a sivé, nevýrazne hľuznaté mikritické vápence s rohovcami
		kimeridž			
		oxford			
	doger	kelovej		~ 50	45: svetlosivé nevýrazne hľuznaté vápence so svetlými rohovcami, pri báze vápence s vláknovou mikrofaciou
		bat			
		bajok			
		álen			
		toark			
		domér			
		karix			
lotaring					
TRIAS	mladá	sinemúr		20 - 30 m	49: sivé krinooidové vápence, na báze brekciiovité
		hetanž			
		rät			
		norik			
		karn			
		ladin			
anis	~ 20m	50a: sivé zrnité dolomity			
					50: sivé až tmavosivé laviovité až masívne gutensteinské vápence

Obr. 7 Litostratigrafická kolónka sedimentov haligovskej jednotky bradlového pásma. Znázornené sú aj albské piesčité fosfatisko-glaukonitické vápence, ktoré sa našli len v sutine. Zostavil M. Rakús.

ného, a možno až bázy vrchného triasu je len na základe analógie. Podľa celkového habitu sú tieto karbonáty dobre porovnateľné s gutensteinskými vápencami aniského veku v centrálnych Karpatoch. Kotaňski (1963, 1976) koreloval tenkodoskovité až laminované pasáže s kampilskými vrstvami spodného triasu. Táto korelácia je však bez vecnej argumentácie a považujeme ju za neopodstatnenú. Celková hrúbka karbonátového komplexu je okolo 200 m.

50a sivé dolomity; stredný až vrchný trias

Na mape sme vyčlenili niekoľko výskytov sivých zrnitých, miestami až „cukrovitých“ dolomitov. Tektonicky oddelený výskyt je pri vyústení Palubovej doliny a druhý západne od Plašne (889). Tieto dolomity vytvárajú tektonické šošovky obklopené flyšovým súvrstvom pri zlomoch pravostranného zlomového systému na južnom úpätí haligovského bradla a na jeho severnom obmedzení.

49 svetlosivé hrubokrinooidové lavicovité vápence; spodný lias (?hetanž až sinemúr)

V súlade s Horwitzom a Rabowskim (1929) považujeme tieto vápence za bazálny člen jurského vrstvomého sledu, ktorý spočíva transgresívne, ale bez uhlovej diskordancie (uncorformity) na stredotriasových karbonátoch. Čiastočne tektonizovaný kontakt týchto vápencov s gutensteinskými vápencami je pomerne dobre odkrytý východne od Palubovej doliny na západnom úpätí Sovích skaliek. Ďalej sa pruh týchto vápencov tiahne smerom na Michalovu skalú.

Priamo na kontakte s dolomitickými vápencami vystupuje tenká poloha (do 30 cm) karbonátových brekcií. Ostrohranné úlomky dolomitov a dolomitových vápencov sú tmelené svetlosivým krinooidovým biosparitom (?biointrasparit-grainstone). Pôvodne išlo asi o krinooidový biomikrit. Natlačené články echinodermát (časť patrí kolumnáliám krinooidov so zachovaným axiálnym kanálkom) sú lamelované, vyskytujú sa aj syntaxiálne lemy kalcitového tmelu (det. D. Boorová). Fosílie sú zastúpené vzácnymi bentickými foraminiferami, fragmentmi bivalvií a pravdepodobne brachiopód. Vyššie sa nachádzajú lavicovité krinooidové vápence (krinooidové biomikrity), kde okrem dobre zachovaných krinooidových článkov sa našli *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., ostne ježoviek, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemerella minuta* BORZA et MIŠÍK a „filamenty“ (det. D. Boorová). Smerom do nadložia krinooidové vápence zodpovedajú krinooidovým biosparitom. Z týchto vápencov Horwitz a Rabowski (1929, s. 112) uvádzajú *Avicula (Oxytoma) inaequalis* WAAGEN, ktorá potvrdzuje sinemúrsky vek vápencov. Celková hrúbka vápencov je približne 20–30 m.

48 svetlosivé masívne a lavicovité organogénno-oolitické vápence; spodný až stredný lias (lotaring–pliensbach)

Vystupujú v nadloží krinoidových vápencov a budujú skaly východne od Michalovej skaly, t. j. pravostannú časť Marmulovej doliny po Spálenisko. Väčšinou sú masívne až hrubolavicovité. Štruktúra je organogénno-biomikritická, s lokálnymi akumuláciami oolitov (oosparity). Okrem toho sa tu nachádzajú prierezy *Ophthalmidium* sp. a *Globochaete alpina* LOMB. (det. D. Boorová). Horwitz a Rabowski (1929) z nich uvádzajú *Atractites* sp. a *Nannobellus acutus* (MILL.). Tieto vápence zodpovedajú lotaringu. Celková hrúbka je približne 80 m. Kartografické vymedzenie týchto vápencov od tmavosivých až tmavých vápencov je približné.

Vyššie časti súvrstvia sú tmavosivé a podľa Horwitza a Rabowského (1929) by mali prechádzať do tmavých vápencov s pomerne bohatou faunou brachiopód a bivalvií. Uvádzajú z nich (l. c., s. 113) toto spoločenstvo: *Terebratula punctata* SOW., *Rhynchonella* cf. *flagellum* MGH., *Rh. parvirostris* RÖM., *Spiriferina* sp., *Avicula* sp., ?*Cardinia* sp., *Gryphaea geyeri* TRAUTH, *G. cymbium depressa* (GOLDF.), ?*Ostrea* aff. *electra* ORB., *Pleuromya* sp., *Plicatula (Harpax) parkinsoni* BRONN, *Pl. spinosa* BRONN a *Pseudomonotis substriata* ZIET. Táto asociácia môže poukazovať na lotarinsko-karixský vek. Mocnosť vápencov je do 100 m. Tieto vápence môžeme korelovať so smytnianskymi vápencami (cf. Lefeld et al., 1985) vo vysokotatranskej sukcesii.

V nadloží by sa mali vyskytovať podľa Horwitza a Rabowského (1929) svetlé „kvarcitécké pieskovce“ zvetrávajúce do hrdzava, sprevádzané slienitými červenými bridlicami (hrúbka 20 m) s belemnitmi, *Gryphaea obliqua* (GOLD.) a *Gr. cymbium* LAMARCK. Spomínaní autori toto súvrstvie začleňujú do doméru. Napriek usilovnému pátraniu sa nám dosiaľ nepodarilo tento člen nájsť. Navyše, uvedené bivalviá sa vyskytujú len v spodnom liase s maximom výskytu v sine-múre a lotaringu, čo do značnej miery spochybňuje domérsky vek súvrstvia.

47 sivé piesčito-krinoidové vápence s čiernymi rohovcami; vrchný lias – spodný doger

Tieto vápence tvoria podstatnú časť haligovského bradla. Vyskytujú sa najmä na východ od Marmulovej doliny a tvoria dominanty ako Aksamitka a Končistá, ako aj južné svahy Hrubej skaly.

Sú to sivé až tmavosivé doskovité (5–35 cm) piesčito-krinoidové vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Podiel detritickej zložky je premenlivý, ale celkove sú spodné časti detritickejšie, čo sa prejavuje aj v spôsobe vyvetrávania. Niektoré pasáže majú vzhľad „hrdzavých pieskovcov“ a je možné, že Horwitzove a Rabowského „pieskovce“ patria práve k tomuto komplexu.

Mikrofaciálne sú to biosparity (väčšinou rekryštalizované) s mikritickou základnou hmotou. Okrem krinoidových článkov sa tu našli: *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp. Horwitz a Rabowski (1929, s. 113) uvádzajú pomerne bohatú faunu: *Pecten clavus* GOLDF., *P. priscus* TRAUTH, *P. julianus* DUM., *Posidonia opalina* QU., *Mesotteuthis conoides* (OPP.) a *Acrocoelites blainvillei* (DESL.). Táto fauna, aspoň jej cefalopóda, svedčia o jej toarsko-álenskom veku. Celková hrúbka je približne 200 m. Tento komplex je dobre korelovateľný s vápencami Iwanowky vysokotatranskej sukcesie (cf. Lefeld et al., 1985).

46 svetlosivé, nevýrazne zvrstvené vápence s vláknovou mikrofaciou a s ojedinelými svetlými rohovcami; kelovej–?oxford

V závere Marmulovej doliny vystupuje pruh svetlosivých, skôr masívnych než vrstvovitých vápencov s ojedinelými hľuzami svetlých rohovcov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s vláknovou mikrofaciou (packstone) a globochétami. Vyskytujú sa tu aj drobné autigénne živce a siltová prímes kremeňa. Lokálne sa vyskytujú nepravidelné akumulácie drobných krinoidových článkov. Celkovú hrúbku odhadujeme na cca 50 m. Na základe hojného vyskytu vláknovej mikrofacie s *Bositra* sp. tieto vápence zaradíme do kelovej–oxfordu.

45 sivozelené vrstvovité rádiolarity a svetlosivé hľuznaté vápence s ojedinelými rohovcami; kelovej–oxford (?)

Výskyt týchto dvoch litologických členov je veľmi obmedzený a vyskytujú sa len v jadre antiklinály Hrubej skaly a v malom odkryve – bradielku – západne od kóty Aksamitka.

Sivozelené rádiolarity – rádioláriové vápence – sú tenkolavicovité až doskovité (2–5 až 10 cm), s dobre vyvinutými vrstvovými plochami, pričom lavice sú oddelené 2–3 mm hrubými medzivrstvičkami zelených ílovcov. Mikrofaciálne sú to rádioláriové biomikrity, niekde na rozhraní s rádioláriovými vápencami. Bežné sú dutinky po rozpustených rádioláriách vyplnené kalcitom, zriedkavejšie jemnozrnným chalcedónom. Dosť často sa vyskytujú drobné krátke vlákna typu *Bositra*. Pomerne často sú tu lupienky illitu (hydrosľúd), ako aj zhluky pyritového pigmentu. V partiách bohatších na chalcedón sú aj novovytvorené drobné kalcitové klence a kryštály autigénnych živcov – plagioklasov. Niekde možno pozorovať nepriebežné lamíny, v ktorých sú hojné vlákna, rádiolárie a ílovitá prímes. Zdá sa, že rádiolárie boli naplavované periodicky (?konturity).

Okrem zle zachovaných rádiolárií sa v nich vyskytujú: *Nodosaria* sp., vápnité dinocysty – „kadosiny“ – *Stomiosphaera* cf. *molusca* WANNER a úlomok aptychu

(det. M. Mišík). Vekové zaradenie je nateraz dosť neisté, ale rádiolarity by nemali byť staršie ako oxford a mladšie ako kimeridž. Hrúbka je malá, 1,5–3 m.

Nad sivými krinoidovo-rohovcovými vápencami keloveju (západne od Aksamitky) vystupujú svetlosivé, viac-menej hľuznaté mikritické vápence s ojedinelými hľuzkami hnedých rohovcov (môže ísť o spodný pseudohľuznatý vápenec v zmysle Birkenmajera, 1959). Spodná časť vápencov má biomikritovú štruktúru (= natlačený biomikrit s prierezmi schránok *Bositra* sp.). Styk medzi podložným piesčito-krinoidovým vápencom a hľuznatými vápencami je nerovný, čo môže poukazovať na hiát. Sprievodný hardground sme tu však nenašli.

V nadloží spodných, nevýrazne hľuznatých vápencov je výrazná lavica svetlosivých vápencov s červeno-čiernymi rohovcami. Nad touto polohou vystupuje ešte cca 40 cm hrubá vrstva svetlosivých hľuznatých vápencov s *Globuligerina* sp. (= ?pseudohľuznatý vrchný vápenec; Birkenmajer, 1959).

Hľuznaté vápence zaradíme do oxfordu. Ak by sa však preukázalo, že amonit *Orthaspidoceras orthocera* (d'ORB.), ktorý uvádzajú z Haligovky Horwitz a Rabowski (1929), pochádza z týchto vápencov, potom by sme museli ich vekové rozpätie rozšíriť až do kimeridžu. Celková hrúbka tu nepresahuje 2 m.

44 svetlosivé masívne, vyššie vrstvovité kalové vápence s rohovcami; titón/berias–valangin

Spodné časti sú tvorené svetlosivými masívnymi, nevýrazne stratifikovanými vápencami s náznakom hľuznatosti. Vyššie partie komplexu tvoria doskovité (cca 10–15 cm) kalové až jemnozrnné vápence so sivými, prípadne až čiernymi rohovcami. Mikrofaciálne sú to biomikrity (wackestone/packstone) s bohatými asociáciami tintiníd a iných mikroorganizmov: *Praetintinopsella andrusovi* BORZA, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Crassicollaria parvula* REMANE, *C. colomi* DOBEN, *Calpionella alpina* LORENZ, *Cadosina carpathica* (BORZA), *Saccocoma* sp., *Colomisphaera* sp. Toto spoločenstvo poukazuje na vrchný titón, zónu s *Crassicollaria* (det. D. Boorová).

Vyššie vystupuje rádioláριοvo-kalpionelová mikrofacia s *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Calpionellopsis simplex* (COLOM) a *C. oblonga* (CADISCH).

Ďalej smerom do nadložia sa vyskytuje spoločenstvo s *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Lorenziella hungarica* KNAUR et NAGY, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a *Pseudolamarckina* sp.

Najvyššie časti rohovcového súvrstvia obsahujú taktiež bohaté spoločenstvo: *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. longa* (COLOM), *Calpionellopsis darderi* (COLOM), *C. oblonga* (CADISCH), *C. simplex* (COLOM), *Rema-*

niella cadischiana (COLOM), *Lenticulina* sp., ako aj nanokóny. Asociácia poukazuje už na spodný valangín–?hoteriv (det. A. Kullmanová).

Rohovcové vápence svojou litológiou sú korelovateľné s lučivnianskym súvrstvom (Polák a Bujnovský, 1979). Vzhľadom na prioritu by sme mali názov súvrstvia Osobitej (Lefeld et al., 1985) považovať za synonymný názov.

Komplex vekovo zaraďujeme do titónu–beriasu až valangínu, prípadne hoterivu. Hrúbka súvrstvia je 50–80 m.

43 sivé a tmavosivé organogénne až slabo krinoidové vápence s čiernymi rohovcami; ?hoteriv–barém

Tento typ vápencov tvorí niekoľko izolovaných bradiel so skalnými stenami z. a jz. od kóty (889,2) Na Plašniu s. od Michalovej skaly. Makroskopicky sú to tmavosivé organogénne až slabo krinoidové detritické vápence s hľuzami čiernych rohovcov (kalkarenity). Mikrofaciálne sú to biointrasparity, v ktorých dominujú články echinodermát. Sú tu aj organické klasty tvorené článkami krinoidov, ostňami ježoviek, úlomkami machoviek, ojedinele aj hrubostenných lamelibranchiát, miliolidnými foraminiferami typu *Triloculina* a ojedinelými foraminiferami typu *Hedbergella* a *Orbitolina* sp. Vzácné sa vyskytujú úlomky riasy *Ethelia alba* (det. M. Mišík). Vápence zaraďujeme do ?hoterivu–barému. Hrúbka je približne 60 m.

42 svetlosivé až sivohnedé organodetritické a rudistové vápence; ?barém–apt

Vo východnej časti haligovského bradla je viacero menších bradielok veľkých rozmerov, tvorených sivohnedými až svetlosivými hrubolavicovitými organogénnymi vápencami urgónskeho typu s lokálnym nahromadením detritu z hrubostenných bivalvií. „Urgónsky“ vápenec na haligovskom bradle ako prvý opísal Birkenmajer (1959).

Mikrofaciálne sú to rekryštalizované krinoidové biosparity až organodetritické kalkarenity. Z bioklastov sa vyskytujú krinoidové články, machovky, serpulidy (typ *Holiotus*), *Tubiphytes* sp., sesilné foraminifery, úlomky rias *Munieria* sp., *Lithophyllum* sp., úlomky rudistov, gastropód, brachiopód a orbitolín (det. D. Boorová). Vápence začleňujeme do barému–aptu, ich hrúbka je cca 20–30 m. Vápence sú dobre korelovateľné so súvrstvom Vysokej Turne (Lefeld et al., 1985).

Korelácia haligovského vrstvového sledu

Postavenie haligovskej skupiny už v minulosti bolo diskutabilné. V zásade existujú dva názory na koreláciu haligovského sledu. Prvý, reprezentovaný

Andrusovom (1934) a Matějkom et al. (1963), podčiarkuje afinitu haligovskej „sukcesie“ k vysokotatranskému vrstvovému sledu, t. j. k jednotkám vnútorných Západných Karpát.

Druhý názor reprezentuje Birkenmajer (1959, 1977), ktorý, naopak, začleňuje haligovský vrstvový sled do bradlového pásma ako jeho najjužnejší vývin, presnejšie na severný svah exotického *Andrusovovho chrpta* (1959, 1977, 1986, 1988).

Zaradenie haligovského bradla do bradlového pásma alebo do vnútorných Západných Karpát má význam pri paleogeografických rekonštrukciách priestoru, ktorý bol medzi týmito dvoma doménami.

Vychádzajúc z publikácií Birkenmajera (pozri predchádzajúci text) môžeme jeho argumenty sumarizovať takto:

1. pseudohľuznaté vápence porovnáva s vývojom v Branisku,
2. rádiolarity porovnáva s pieninským vývojom,
3. kalpionelové vápence s rohovcami porovnáva s pieninskými vápencami,
4. albské sliene (= margle plynkove) porovnáva so sférosideritovými slieňmi pieninskej sukcesie,
5. turónsky flyš a globotrunkánové sliene porovnáva s bradlovými vývojmami.

Na uvedené kritériá možno odpovedať takto:

1. Pseudohľuznaté vápence. – Okrem nich sa v bradle vyskytujú aj „pravé“ hľuznaté vápence, ktoré však nie sú červené ako pravé čorštynské vápence. Hľuznaté vápence, sivé až svetlosivé, s prelivmi do ružova, sa vyskytujú vo viacerých sledoch centrálného pásma, napr. v manínskom, kostoleckom, šiprúnskom, ale aj vo vysokom vrstvovom slede. Prítomnosť hľuznatých vápencov vyššej strednej jury teda sotva môže slúžiť ako korelačné kritérium.

2. Rádiolarity. – Sú, pravda, v hojnej miere zastúpené v bradlových vývojmách, predovšetkým v kysuckom či pieninskom vývoji. Vyskytujú sa však aj v manínskom slede – v butkovskom úseku. Tu je však ich stratigrafické postavenie iné a sú staršie (neskorý bat). Rádiolárionové vápence sa však vyskytujú v šiprúnskej sekvencii (Belianska dolina, Malá Fatra medzi Lučivnou a Párnitou).

3. Sivé kalpionelové vápence s rohovcami. – Birkenmajer (1959) ich stotožňuje s pieninským súvrstvom. Bez najmenšieho problému ich tiež môžeme korelovať s lučivnianskym súvrstvom tatrika.

4. Albské sliene (resp. margle plynkove). – Birkenmajer ich porovnáva so „sférosideritovými slieňmi“ pieninského vývoja. V pieninskom, ale hlavne v kysuckom vývoji alb reprezentujú tisalské slienité a škvrité vápence [= brodnianske súvrstvie sensu Birkenmajer (1977), čo je mladšie synonymum], a nie „sférosideritové“ sliene. Tie, ako je to všeobecne známe, patria do klapskej, prípadne aj do manínskej jednotky. Naopak, vo vysokotatranskej sukcesii je známe súvrstvie Zabijaka (sensu Lefeld et al., 1985), ktorého stratigrafické rozpätie je vrchný alb–stredný turón a ktoré je dobre porovnateľné s „marglami plynkovými“.

5. Turónsky flyš a pestré globotrunkánové sliene. – Pre turónsky vek flyšu Birkenmajer (1959) nepriniesol žiadny stratigrafický dôkaz a odvoláva sa len na litologickú podobnosť s flyšom bradlového pásma.

„Globotrunkánové sliene“ sa vyskytujú na viacerých miestach na južných svahoch haligovského bradla (sv. od Paluby, v rokline pod Skalkou, Špirky, východne a sv. od osady Špirky). Treba povedať, že sú to púchovské sliene patriace k bradlovým vývojom. Ich pozíciu na juh od haligovského bradla je však možné vysvetliť aj zaklivením medzi vnútrokarpatský paleogén a jursko-kriedové členy haligovského bradla pri pravostrannom horizontálnom zlome.

Druhá názorová skupina vidí pôvod haligovskej sukcesie vo vysokotatranskom pásme. Pre takéto chápanie svedčí viacero skutočností. Ako prvú môžeme uviesť charakter stredotriasových karbonátov, na ktorých transgresívne spočíva spodný lias. Prerušenie sedimentácie medzi triasom a jurou je jedným z typických znakov tatrika, pričom veľkosť hiátu môže byť rôzna. Podľa dostupných informácií prvé stratigrafické dôkazy nie sú staršie ako sinemúr. V oblasti Javorinskej Širokej a Červených vrchov na poľskom území je hiát značný a je to až stredná jura, ktorá spočíva na strednom triase.

Fácie liasu vyskytujúce sa v haligovskej sukcesii sú vo viacerých prípadoch veľmi blízke, ak nie identické s niektorými členmi dudzinieckeho súvrstvia vysokotatranskej sukcesie, napr. vápence Smytnia a vápence Iwanówki.

Za jedno z najvýznamnejších korelačných kritérií považujeme výskyt urgónskej fácie, resp. súvrstvie Wysokej Turne (Lefeld et al., 1985) v oboch územiach. Výskyty urgónskej fácie v Západných Karpatoch, pokiaľ tvoria súčasť vrstvomých sledov, sú výlučne viazané na vnútorné Karpaty. Tento argument sa nám javí ako rozhodujúci pri posudzovaní príslušnosti. Nález M. Mišíka na južnom úpätí Haligovky – fosfatických vápencov vrchného albu – možno považovať za argument navyše. Takéto vápence sa dosiaľ zistili len vo vysokotatranskej sukcesii (Passendorfer, 1930; Marcinowski a Wiedman, 1990; Rakús et al., 1995).

Vychádzajúc z uvedeného musíme konštatovať, že Birkenmajer (1959, 1977) nepriniesol žiadne vážnejšie argumenty na zaradenie haligovského vrstvomého sledu do bradlovej provincie v paleogeografickom zmysle slova! Samotný bradlový štýl sotva môže byť rozhodujúcim argumentom na takýto krok. Ako príklad možno uviesť mezozoikum Humenského pohoria, ktoré bezpochyby patrí do vnútorných Západných Karpát. Jeho vztýčené štruktúry a svojím spôsobom aj bradlový štýl (odtiaľ tiež pomenovanie „humenský útes“) je dôsledkom jeho externej pozície. Svojím spôsobom je to „megatrieska“ odtrhnutá z externej hrany vnútorných Západných Karpát, ktorá sa do svojej dnešnej polohy dostala horizontálnym, poegenburským posunom, „zodpovedným“ za dnešnú formu bradlového pásma. Podľa nášho názoru Haligovka má analogický pôvod a postavenie. Jej dnešná pozícia na južnom okraji bradlového pásma je výsledkom mladších tektonických procesov.

Bradlové vrstvomé sledy v pieninskom úseku

Ako sme už uviedli, pieninský úsek bradlového pásma Birkenmajer (1977) po litofaciálnej stránke veľmi detailne rozdelil na viacero litologických skupín a vývojov. Veľké množstvo nových názvov, ktoré tento autor zaviedol, svedčí o veľkej faciálnej pestrosti. Zložité, často až chaotická štruktúrna situácia nedovoľuje sledovať, resp. kartograficky vyjadriť faciálnu pestrosť priamo v teréne. Navyše, pristupuje k tomu neistota pri zostavovaní vrstvovej postupnosti v dôsledku tektonizácie. Jursko-spodnokriedové členy sú zväčša „odtrhnuté“ od mladších – vrchnokriedových členov, v dôsledku čoho ďalej uvádzané vrstvomé sledy („sukcesie“) nemusia zodpovedať pôvodným postupnostiam.

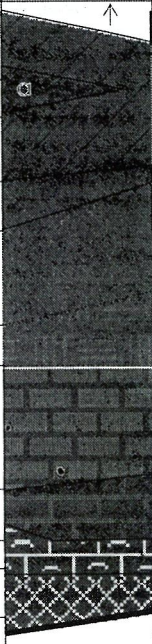
Kysucký, oravský a čertezický vrstvomý sled

Na základe neúplne zachovaných vrstvomých sledov v jednotlivých bradlách južne od Vysokej (1 014) môžeme interpretovať kysuckom vrstvomom slede nasledujúce litostratigrafické jednotky (obr. 8):

Najstaršie je súvrstvie silicítov – rádiolaritov – červenej a zelenej farby. Vyššie sú červené hľuznaté vápence – čorštynské, nad nimi sú sivobiele hľuznaté vápence a lavicovité bielosivé kalové vápence. Sú prekryté sivými doskovitými vápencami – pieninskými – s tmavosivými až čiernymi rohovcovými hľuzami. V ich nadloží sú zelené, tmavosivé a čierne bridličnaté sliene koňhorských vrstiev (brodnianske) a zelené doskovité vápence, bridlice a slieňovce tisalských vrstiev (rudinské). K tomuto súboru kartograficky zaraďujeme aj fialovočervené a zelené sliene a slieňovce lalinockých a kysuckých vrstiev tam, kde ich vieme v teréne identifikovať. Najvyšším, jednoznačne zaraditeľným súvrstvím kysuckého sledu v tejto oblasti sú snežnické vrstvy. Aj keď predpokladáme príslušnosť niektorých púchovských slieňov (gbelských vrstiev) k tomuto vrstvomému sledu, na mape túto príslušnosť nevieme s istotou určiť, a tak ich opisujeme v súbore vrchnej kriedy bradlového pásma *en bloc*.

Oravský vrstvomý sled sa začína krinoidovými vápencami na báze, ktoré prechádzajú do červených hľuznatých vápencov – niedzických a vyššie čorštynských (obr. 9). Sú pokryté tenkou polohou svetlých hľuznatých mikritických vápencov a významnou polohou kalpionelových vápencov – pieninským súvrstvím. Celý sled sa končí sivými ílovitými mikritickými vápencami s medzivrstvami sivých ílovcov a ojedinele rohovcov.

Čertezický vrstvomý sled, ku ktorému priraďujeme niekoľko bradiel v území južne od Danečkovej a severne od Červených skaliek, sa začína na báze podobne ako oravský sled, krinoidovými vápencami (vápence súvrstvia Smolegowej v zmysle Birkenmajera, 1977). Nad nimi sa vyskytujú červené rádiolarity prekryté čorštynským súvrstvím tvoreným červenými hľuznatými vápencami. Tie sú v pod-

BRADLOVÉ PÁSMO – kysucká jednotka					
Vek			Hrúbka (m)	Litológia	Litostratigrafická jednotka
KRIEDA	senón		santón	350	pieskovce a ilovce flyš a/ zlepenec
		koňak			
	stredná	turón	1	červené slieňovce a sliene	37: lalinocké a kysucké vrstvy
		cenoman	10–20		
		alb			
		apt	<5		
	staršia	barém	200	sivé, miestami škvrité doskovité vápence s hľuzami tmavých rohovcov	38: pieninské súvrstvie
		hoteriv			
		valangin			
		berias			
JURA	malin	titón	2–4	svetlé vápence, „biancone“	38: kalpionelové vápence
		kimeridž	2–6	hľuznaté ružovočervené vápence, červené bridlice	39: čorštynské vápence
		oxford	5–18	červené a zelené rádiolarity a rádiolariové vápence	40: rádiolarity
		kelovej			

Obr. 8 Litostratigrafická kolónka sedimentov kysuckého vrstvomého sledu. Zostavil M. Potfaj.

loží svetlých hľuznatých vápencov a celý sled sa končí pieninským súvrstviem s mikritickými kalpionelovými vápencami a čiernymi rohovcami (obr. 10).

41 krinoidové vápence; stredná jura

Tento litologický člen vystupuje v oravskom a čertezickom vrstvomom slede. Tvoria ho sivé a svetlosivé rozpadavé piesčito-krinoidové vápence s premenlivým podielom klastického kremeňa pieskovej frakcie a litoklastov zvetraných karbonátov. Vápence sú často vo vysokom stupni rekryštalizácie. Najvyššie časti krinoidových vápencov v čertezickom slede sú skôr červenavé a fáciou pripomínajú vápence Krupianky. V oravskom vrstvomom slede sú vápence zväčša červené (prevažne tmavočervené), piesčito-krinoidové, zreteľne vrstvomité.

		V e k		Hrúbka v m	Litostratigrafická jednotka, litológia
K R I E D A	S P O D N Á	barém		80 - 100 m	38: pieninské súvrstvie: sivé fľovité mikritické vápence s medzivrstvami sivých fľovcov, ojedinele rohovce
		hoteriv			
		valangin			38: svetlosivé a sivé lavicovité mikritické kalpionelové vápence s čiernymi rohovcami
		berias			
J U R A	M A L M	titón		5 m	39: svetlé hľuznaté mikritické vápence
		kimeridž		50 - 60 m	39: čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté vápence
		oxford			
	D O G E R	kelovej		2 - 20 m	40: červené, sivozelené a zelené rádiolarity
		bat		5 m	niedzické súvrstvie: červené hľuznaté vápence
		bajok		5 - 10 m	41: červené krinoidové vápence
		álen			

Obr. 9 Litostratigrafická kolónka oravského vrstvomého sledu. Zostavili M. Potfaj a M. Rakús.

Mikrofaciálne sú to krinoidové biomikrity s jemnozrnným mikritickým matri-xom. Hrúbka súvrstvia je malá, od 5 do 10 m. Na základe porovnania ho vekovo zaradíme do bajoku. Súvrstvie možno korelovať s vápencami Krupianky a Smolegowej (Birkenmajer, 1977).

Vápence stratigraficky zaradíme do bajoku až batu. Ich hrúbka je maxi-málne do 50 m (obr. 9 a 10). Ako celok zodpovedajú súvrstviu Smolegowej (Birkenmajer, 1977).

40 zelené a červené rádiolarity, rádioláriové a rohovcové vápence; stredná až vrchná jura

Je to súvrstvie prevažne červených doskovitých rádiolaritov. V oravskom a kysuckom vrstvomom slede možno nájsť aj sivozelené a zelené rádiolarity, pravdepodobne zodpovedajúce rádiolaritom Sokolice v zmysle Birkenmajera (1977). Červené rádiolarity sú veľmi podobné, ak nie identické s czajakowskými rádiolaritmi. Niektoré vrstvy rádioláriových vápencov sú slabšie silicifikované a vyskytujú sa v nich rohovcové hľuzy. Horniny obsahujú pomerne hojné rádiolárie. Spodné časti súvrstvia sú niekedy tvorené tmavosivými až čiernymi

V e k			Hrúbka (m)	Litostratigrafická jednotka: litológia
K R I E D A	S P O D N Á	apt		
		barém		
		hoteriv		
		valangin		
		berias		
J U R A	M A L M	titón	50	38: pieninské súvrstvie: svetlosivé a sivé lavicovité mikritické kalcionelové vápence s čiernymi rohovcami
		kimeridž	15	39: čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté vápence
		oxford		
	D O G E R	kelovej	10–15	40: červené rádiolarity, rádiolariové vápence
		bat	50	41: sivé piesčito-krinoidové vápence
		bajok		
		álen		

Obr. 10 Litostratigrafická kolónka čertezického vrstvového sledu. Zostavili M. Rakús a M. Potfaj.

kremitými ílovcami, ktoré prechádzajú do sivozelených rádiolaritov. Sú veľmi dobre doskovito vrstvené (od 2–3 cm do 5–10 cm), oddelené tenkými (do 5 mm) medzivrstvičkami sivozelených laminovaných ílovcov. Sivozelené rádiolarity smerom do nadložia zvolna prechádzajú do červených až červenohnedých rádiolaritov s celým radom farebných prechodov. V niektorých bradlách sa však stratifikácia farebných variet nepotvrdila a sú zastúpené buď iba zelené, resp. červené rádiolarity, alebo sú v obrátenom poradí – dolu červené a vyššie zelené.

Vekové zaradenie sa udáva v pomerne širokom rozpätí, bat–oxford (Ondrejčková, 1985 ex Nemčok, 1990). Hrúbka je premenlivá a pohybuje sa od 2–3 m po 15–20 m (lok. Rabštin).

V oravskom slede sa pod opisovanou faciou nachádza súvrstvie vrstvovitých červených až ružových hľuznatých vápencov s menším podielom slienitého matrixu, ktoré pravdepodobne reprezentujú niedzické vápence.

39 čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté vápence, spodné hľuznaté vápence a svetlé titónske vápence p. p., vrchná jura

Súvrstvie hľuznatých vápencov typu *ammonitico rosso* je v klasickom vývoji ružových vápencových hľuziek oddelených tmavočervenými pelitmi – bridlična-

tými slieňovcami. Vo vápencoch sú výlevy amonitov, v červených pelitických intervaloch sú hojnejšie aptychy. Pozorovaná hrúbka súvrstvia je tu asi 2–15 m. V oravskom vrstvovom slede tvoria aj samostatné bradlá, ktorých hrúbka môže dosahovať viac desiatok metrov (~50–60 m). Analýza výbrusov hornín z tohto sledu ukázala, že ide o biomikrity so sakokómovo-globochétovou a sakokómovo-aptychovou mikrofaciou. V kysuckom slede možno niekde pozorovať nad hľuznatými vápencami aj tmavofialovočervené vrstvy (hrubé 5–9 cm) pelitických vápencov s aptychmi. Celkove môžu mať hrúbku až do 2 m. Vek hľuznatých vápencov je kimeridž(?). Celý komplex stratigraficky zaradujeme do oxfordu až kimeridžu.

Čorštynské vápence smerom do nadložia prechádzajú do svetlých, niekde béžových mikritických, viac alebo menej hľuznatých vápencov podobných durštynským vápencom. Ich vek už môže byť titónsky.

38 **pieninské súvrstvie: sivé vrstvovité vápence s rohovcami; spodná krieda, miestami titónske kalové vápence**

Pieninské vápence oravského sledu nevytvárajú väčšie bradlá a morfológické dominanty ako ich ekvivalent v kysuckom slede. Zaradujeme sem niektoré drobnejšie výskyty, kde sú v spojení s vrchnými hľuznatými vápencami.

Spodné časti súvrstvia, ktoré sú zvyčajne ešte bez rohovcov, sú tvorené svetlosivými, béžovými a zelenkasto-ružovými lavicovitými mikritickými vápencami typu „biancone“. Vyššie sa postupne objavujú sivé až čierne rohovce vo forme hľúz. Mikrofaciálne sú to biomikrity, mnohokrát s masovým výskytom kalpionel (= tzv. kalpionelové vápence auct.). Smerom do nadložia jednotlivé lavice sú oddelené medzivrstvičkami vápnitých ílovcov a aj samotné vápence sú čím ďalej, tým viac ílovitejšie, až prejdú do sivých ílovitých vápencov s čiernymi rohovcami. Tie sa už na základe mikrofauny zaradujú do spodnej kriedy (Gašpariková in Nemčok, 1990).

V kysuckom slede sem zaradujeme lavicovité až masívne bielosivé kalové vápence s bielymi kalcitovými žilkami (*biancone*) a v ich nadloží sivé doskovité vápence s rohovcami. Tie sú sivé, tmavšie škvrnité, mnohé vrstvy sú s tmavými rohovcovými hľuzami. V nich na niektorých miestach [napr. malé bradielko jz. od k. Šľachovky (900)] je niekoľko (2–4) vrstiev sivých kalkarenitov (5–20 cm).

Vápence *biancone* sú pomerne málo zastúpené a väčšinou tektonicky redukované. Ich maximálna hrúbka je asi 3–4 m. Vek sme stanovili podľa analógie ako titónsky s. l.

Pieninské vápence ako súvrstvie dosahujú na východe územia hrúbku do 20 až 30 m, no treba predpokladať, že tu ide o tektonicky redukovanú hrúbku. Podstatne väčšiu hrúbku majú vápence na SZ, v bradlách Holica (828) – Poľana (558) – Kláštorňá hora (657), kde odhadujeme celkovú hrúbku na 200 m.

Komplex pieninských vápencov vrátane „biancone“ zaradujeme do titónu až beriasu až hoterivu–barému.

37 tisalské, kysucké a koňhorské vrstvy: slieňovce a škvornité vápence; apt–cenoman

Na mape sme pod tento termín zahrnuli koňhorské, vlastné tisalské a kysucké vrstvy.

Koňhorské vrstvy sú charakterizované čiernymi vápnitými ílovcami s tenkými (do 10 cm) vrstvami organodetritických vápencov s väčšou či menšou piesčitou prímiesou; celková hrúbka nepresahuje 5 m. Stratigraficky ich zaradujeme do aptu. Na mapovanom území sa vyskytujú koňhorské vrstvy v zbrídlíčnatenej forme a nepresahujú hrúbku 1–2 m. V tektonických zónach sú premiešané spolu s tisalskými, resp. kysuckými slieňovcami.

Tisalské vrstvy spočívajú priamo na koňhorských vrstvách. Sú to sivozelené a zelené škvornité lavicovité (12–20 cm) vápnité ílovce až ílované vápence. Miestami sú v nich červené vápnité ílovce. Ojedinele sa vyskytujú (najmä v spodnej časti) aj menšie hľuzy tmavých rohovcov. Z južného úpätia kóty 539 v Červenom Kláštore sme zo škvornitých slieňovcov (Hal 121) identifikovali chudobné albské spoločenstvo s *Hedbergella* sp. a *Ticinella roberti* (GANDOLFI), pravdepodobne v najnižšej časti tisalských vrstiev. Z rozsiahlejšieho výskytu na jz. svahu Plašne pochádza cenomanská asociácia (Hal 76): *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Thalmaninella brotzeni* (SIGAL), *Rotalipora montsalvensis* MORNOD a *R. cushmani* (MORROW); (det. D. Boorová).

V nadloží v zelenosivých slieňovcoch sú aj polohy červených slieňovcov, z ktorých sa postupne vyvinuli červeno-zelené a červené vápnité ílovce so silťou prímiesou (= **kysucké vrstvy**). Tento člen sme identifikovali najmä v skupine bradiel j. od Vysokej, kde je v tektonicky redukovanom výskyte obmedzujúcim sa na niekoľko málo desiatok cm.

36 snežnické vrstvy: pieskovce, ílovce (flyš); turón–santón: a) zlepenec

Ide o flyšové súvrstvie, tenko a stredne zvrstvené, s viac či menej výraznou prevahou pieskovcov nad ílovcami. Vyskytuje sa na juh od Kláštornej hory v okolí Červeného Kláštora–kúpeľov. K snežnickému súvrstviu pričleňujeme aj flyš masívu Plašne (k. 889) a na jeho južnom svahu, kde obklopuje haligovské bradlo. Na východe sme sem zaradili pruh na južnom úpäti skupiny bradiel j. od Vysokých skaliek.

Pieskovce sú jemno- až strednozrné, niektoré vrstvy najmä na báze aj hrubozrné. Dominantnou zložkou je kremeň, vyskytujú sa však aj klasty karboná-

tových hornín (do 40 %). Muskovit je prítomný v malom množstve. Na plochách laminácie sa bežne vyskytujú šupinky zuhoľnatej rastlinnej drviny (sečka). Pieskovce majú štruktúrny vzorec T_{ac} , T_a . Sú hrubé 2–15 cm, na spodných plochách sú bioglyfy a nezreteľné prúdové stopy. Prechod do ílovcov je pomerne náhly. Ílovce sú zelenosivé, menej modrasté, siltové, vo vrstvách 1–5 cm, ojedinele hrubšie.

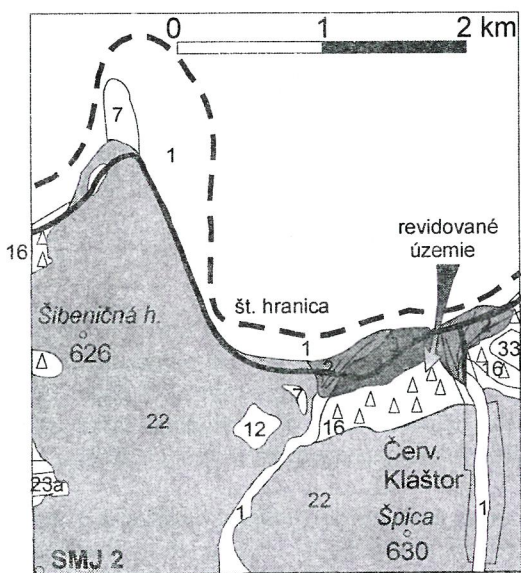
Vo vrchnej časti súvrstvia sú zlepence (maximálna odhadovaná hrúbka je asi 70 m – pri Červenom Kláštore) s pestrým obliakovým zložením: granitoidy, ruly, kremenné porfýry, ružové kremence, bloky svetlosivých titónsko-neokómskych vápencov a kremeň. Zlepenčové obliaky majú v priemere od 1 do 5 cm, ale aj 30 cm, sú nerovnomerne ováľané.

Gašpariková (1983) z odkryvov na ľavom brehu potoka Lipník v Červenom Kláštore-kúpeľoch uvádza spoločenstvá foraminifér s *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI), *P. imbricata* (MONROD), *Rotalipora* ex gr. *cushmani cushmani* (MORROW), *Marsonella oxycona* (REUSS) a *Clavulinoidea gaultinus* (MOROZOVA), ktoré zaraďuje do turónu. Z jemnozrnných pieskovcov na jz. svahu Plašne (Hal 63t) sme určili (D. Boorová): *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Hedbergella planispira* TAPPAN, *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO a cf. *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI). Potvrďuje to turónsky vek a staršie zaradenie.

Ďalšie výskyty snežnického súvrstvia v oblasti sú hypotetické. Ich odlišenie bude možné až na základe podrobnejšieho výskumu. Na tomto mieste je potrebné

upozorniť na nesprávne znázornenie výskytu snežnických vrstiev východne od obce Červený Kláštor (obr. 11), ku ktorému došlo omylom pri kreslení mapy. Dané územie tvoria svahové sedimenty, ktoré prekryvajú horniny hutianskeho súvrstvia podtatranskej skupiny.

Celkovú hrúbku súvrstvia odhadujeme na cca 350 m. Vek súvrstvia je turón–santón.



Obr. 11 Mapa znázorňujúca revidované územie z mapy regiónu Spišskej Magury. Čísla zodpovedajú vysvetlivkám na geologickej mape 1 : 50 000.

Klapská jednotka

35 flyš klapskej jednotky: pieskovce; ílovce, zlepenice; turón–kampán

Flyšové súvrstvie tvorené kremenno-karbonátovými pieskovecami, sivozelenými ílovcami a zlepenicami sme vyznačili na hraničnom hrebeni medzi k. Šafranovka (742) na SZ a Vysokou (1 014) na JV. Ide o bežný typ kriedového flyšového súvrstvia, ako ho poznáme aj na Považí pod starším označením upohlavské vrstvy (Andrusov, 1945, 1959) alebo nimnické vrstvy (Salaj, 1990). V kysuckých bradlách bolo nazvané ako pupovské vrstvy (porovnaj Potfaj et al., 1997).

Pieskovce sú prevažne jemno- až strednozrné, menej hrubozrné až drobnozlepenkové (napr. k. Šľachovky). Štruktúra vrstvy je $T_{a(c)}$, resp. $T_{a(bc)}$, do nadložia pomerne strmo prechádzajú do prachovitých ílovcov. Na niektorých miestach sú výrazné erozívne kontakty pieskovecov s podložnou vrstvou až amalgamácie. Samotný hrebeň Šľachovky tvoria kremenno-karbonátové polymiktné pieskovce so sivými klastami vápencov, s fylitmi, kremeňom a glaukonitom (ojedinele), kde-tu s inoceramovými prizmami. Na plochách laminácie sú v obmedzenej miere zreteľné šupinky muskovitu, sečka je prakticky pravidlom.

Ílovce sú zelenkavé, so siltovou prímесou a s rozptýleným sericitom na plochách zbridičnatenia. Majú hrúbku od niekoľko mm po 15–30 cm. Pomer $P =$ od 1 do 5, teda je v nich prevaha pieskovecov.

Vek súvrstvia predpokladáme v rozpätí turón–kampán a jeho hrúbku odhadujeme na 250 m.

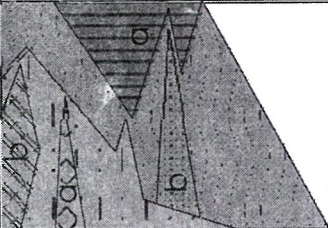
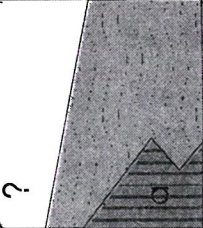

Vrchná krieda bradlového pásma

Sem sme zaradili súvrstvia púchovských slieňov a jarmutské súvrstvie (obr. 12). Obe súvrstvia sme odčlenili z vrstvových sledov preto, lebo ich príslušnosť ku konkrétnym vrstvovým sledom v tejto etape výskumu je nepreukázateľná. Podieľa sa na tom jednak značná tektonizácia územia, jednak v danej chvíli jeho nedostatočné preskúmanie.

34 púchovské súvrstvie s. l.: červené a sivé sliene a slieňovce; cenoman až turón, ?santón–mástricht:

- a) zelenosivé sliene a slieňovce,
- b) muskovitické pieskovce

Toto súvrstvie má pomerne pestré faciálne zloženie. Vyčlenili sme sivozelené sliene a slieňovce a červené sliene a slieňovce, ktoré sú miestami aj sivo škvrité

VRCHNÁ KRIEDA BRADLOVÉHO PÁSMA - PIENINSKÝ ÚSEK					
Ve k	Hrúbka (m)	Litológia	Litostratigrafická jednotka		
KRIEDA stredná senón		b) laminované siltovce a sliene pieskovce, sliene a fílovce – flyš a) zlepenice	35: jarmutské súvrstvie		
				<200	
		80–200	a) zelené sliēňovce b) muskovitové pieskovce červené a sivé sliēňovce a sliene s globotrunkániami, lokálne vrstvy pieskovcov	34: púchovské súvrstvie s. I.	
					?
					
	mástricht kampán santón koňak turón cenoman alb				

Obr. 12 Litostratigrafická kolónka vrchnej kriedy bradlového pásma v študovanom regióne. Zostavili M. Poľfaj a M. Rakús.

Ako zvláštny kontrastný litotyp sme v rámci súvrstvia vyčlenili komplex jemnoaž strednozrnných pieskovcov s vysokým obsahom muskovitu.

Zelené slieňovce/sliene sú väčšinou tektonicky stlačené, budinované a bridličnaté, len v tektonických tieňoch majú celistvý masívny vzhľad. Na navetraných plochách z nich vystupujú zreteľné globotrunkány. Ich hrúbka je od niekoľko málo metrov do 180 m (najlepšie odkryté v záreze cesty Veľký Lipník – Lesnica na svahoch Tokárne).

V Džanovej doline 900 m zjz. od k. Vysoká (1 013) zelené sliene smerom dohora obsahujú tenké vrstvy a laminy jemnozrnných pieskovcov až prachovcov – zrejme ide o priamy prechod do jarmutského súvrstvia.

V hrebeni Bystrý vršok severne od Stráňan je bradielko tvrdšieho zeleného rádioláriového silicifikovaného slieňovca. Podobné sa nachádzajú aj na západ od Lesnice. Gašpariková (in Nemčok et al., 1983) na základe mikrofauny ich označila za cenomanské.

Červené sliene/slieňovce sú vo vrstvách hrubých od málo cm po niekoľko metrov, v úhrnej hrúbke cca do 200 m. Podobne ako v zelených slieňoch/slieňovcoch, aj tu na navetraných plochách možno rozoznať globotrunkány aj voľným okom. Okrem masívnych výskytov (napr. južne od Lesnice) sú aj pasáže, kde sa v slieňoch vyskytujú tenké vrstvičky jemnozrnných kremenno-karbo-nátových pieskovcov/prachovcov v hrúbke 0,5–5 cm. Na vrstvových plochách sú kde-tu aj bioglyfy. Pieskovce sú triedené, karbonatické, bez muskovitu, resp. iba s ojedinelými šupinkami, zato sú prítomné „červené očká“ kremencov.

Na severnom svahu Plašne v komplexe sivozelených slieňovcov sú aj ružovkasté slieňovce s inoceramovými doštičkami (Hal 258vi). Boli v nich identifikované mástrichtské veľké foraminifery *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *O. media* (D'ARCHIAC) a *Lepidorbitoides socialis* LEYMERIE (det. Köhler a Buček, 2000).

Územie s plošne najväčším výskytom červených globotrunkánových slieňov je medzi Veľkým Lipníkom a k. Vysoký vrch (805) a severnejšie. Z červených slieňov (Hal 204b) boli určené (D. Boorová) planktonické foraminifery *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Gtr. linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita* cf. *stuartiformis* (DALBIEZ). Tie indikujú vek vrchný kampán–mástricht. Okrem toho sa v horizontoch zelenosivých slieňovcov (Hal 204a) nachádzajú aj *Gansserina gansseri* (BOLLI), *Globotruncanella havanensis* (WOORWIJK), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), cf. *Abathomphalus intermedius* (BOLLI), *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Hedbergella* sp. a *Planomalina* sp. V prípade, že sa potvrdí výskyt *A. intermedius*, stanoví sa tým vek vyššej časti slieňovcového komplexu na mástricht. Tento vek je potvrdený aj nanoplanktónovým spo-

členstvom s *Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER) PERCH-NIELSEN a *Uniplanarius* cf. *U. sissinghii* PERCH-NIELSEN (det. K. Žecová).

Južne od Červených skaliek v potoku je odkrytá pasáž, kde medzi červenými slieňmi/slieňovcami je horizont čiernohnedých laminovaných slieňovcov s hrúbkou cca 1 m. Aj tu bolo identifikované mástrichtské spoločenstvo (Hal 210č): *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Gtr. falsostuarti* SIGAL, *Gtr. linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), cf. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), pričom posledný uvedený druh má výskyt až v najmladšom mástrichte.

Zvláštnou zložkou súvrstvia sú výrazne muskovitové pieskovce, ktoré sa vyskytujú vo vyššej časti červených slieňov ako jednotlivé vrstvy alebo súbory vrstiev. Miestami vytvárajú súbory hrubé až do 40 m [medzi Vysokými skalkami (1 050) a Vysokou (1 014) a jz. od Šľachovky (899)], inde je to len horizont s niekoľkými vrstvami, ktorý nepresahuje 3–4 m.

Pieskovce sú jemno- až strednozrné, vo vrstvách hrubých 10–50 cm, vyskytujú sa však aj hrubozrné variety s hrúbkou do 1 m. Obvykle je v súbore niekoľko vrstiev s dominanciou pieskovcov. Medzi pieskovcami sú bežne červené slieňovcové medzivrstvičky, v hrubých komplexoch sú skôr zelenosivé a tmavé ílovce.

Na štátnej hranici asi 400 m jv. od Vysokých skaliek (1 050) a na hrebienku sz. od Vysokej sú pieskovce uprostred červených púchovských slieňovcov. Vrstvy sú hrubé 15–50 cm, pieskovce sú jemno- až strednozrné, kremenno-karbonátové, s výraznými šupinkami muskovitu. Niektoré pasáže sú so sečkou, iné obsahujú dosť glaukonitu (do 10 zrn na cm²). Prevláda homogénne zvrstvenie, niekde je však aj paralelná laminácia (interval T_b). Prítomné sú aj jemnozrné, konvolútovo zvrstvené pieskovce – všetky s výrazným obsahom muskovitu.

Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 200 m, väčšinou je však tektonicky redukovaná. Vek súvrstvia ako celku na základe starších výskumov i našich odberov vzoriek je stanovený na cenoman–mástricht. Jednotlivé litostratigrafické telesá však majú vek v podstatne užšom rozpätí podľa toho, v akej pozícii sa nachádzajú, pritom biostratigraficky nie je doložený interval koňak–?santón.

33 jarmutské súvrstvie: pieskovce, siltovce, vápnité ílovce, sliene; kampán–mástricht:

- a) laminované siltovce a sliene,**
- b) zlepenice**

Základná litofácia súvrstvia má flyšový charakter, pomerne tenko vrstvený (index zvrstvenia I = 10–25), s laminami a vrstvami jemnozrných pieskovcov a prachovcov (pomer je variabilný, P = 0,7–3). Pieskovce majú štruktúru vrstvy

T_{ac} , T_c , menej T_{bc} , T_{abc} , sú pomerne dobre triedené. Napriek tomu na plochách laminácie je v nich badateľný muskovit a sečka. V mnohých vrstvách je zreteľný podiel drobných červených klastov (kremence, červené pelity). Juhozápadne od Vysokej (1 014) sme našli aj úlomky hrubozrnných pieskocov s útržkami slieňov a úlomkami schránok inoceramov. Prítomné sú aj úlomky svetlých jurských vápencov – kalcionelových. Juhovýchodne v tejto oblasti v tesnej blízkosti kontaktu s bradlom z podobných pieskocov (Hal 157) sme určili *Pseudosiderolites vidali* DOUVILLÉ, *Orbitoides* sp., *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK a úlomok *Inoceramus* sp. (det. S. Buček a E. Köhler), indikujúce kampánsky vek.

Pieskovce sú oddelené zelenosivými slieňmi a ílovcami s prachovou prímесou. Ich hrúbka je obvykle 0,5–5 cm. Z prevrásneného súvrstvia s červenými globotrunkánovými slieňmi (Hal 154s) pochádza určenie nanoplanktónových druhov (K. Žecová): *?Helicolithus anceps* (GÓRKA) NOËL, *Uniplanarius sissinghii* PERCH-NIELSEN, *Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER) PERCH-NIELSEN a *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE s vekovým zaradením do kampánu.

Na severozápade územia východne od Holice (824) sa vyskytuje fácia laminovaných prachocov a slieňov. Tu dominujú siltové pelity s laminami zvyraznenými sečkou a muskovitom. Severne od Rabštína (844) a v okolí Šafranovky sa vo vyšších častiach vyskytujú aj vložky (20–30 cm) sivých škvrnitých ílovitých vápencov s prachovou prímесou.

Okrem toho sú v jarmutskom súvrství aj psefity: v záreze cesty do Lesnice jz. od Šľachovky je odkryté asi 10 m hrubé teleso zlepenecov s polymiktným zložením klastov s priemerom 1–8 cm, ojedinele viac. Skladajú sa z kremencov, kremeňa, vápencov, dolomitov, rúl, svorov a fylitov. Z bielosivých prachovitých slieňov, ktoré sa nachádzajú ako bloky pri báze zlepenca (Hal 52t), pochádzajú foraminifery *Whiteinella gigantea* a *Dicarinella imbricata* (det. Boorová), ktoré sa vyskytujú najmä v turóne až ?koňaku. K týmto zlepencom zaradíme aj výskyty na severnom svahu Plašne okolo n. v. 700 m.

Zo sivých, lístkovito odlučných slieňov v podloží zlepenecovej vrstvy (Hal 52/2) sme získali spoločenstvo nanoplanktónu s druhmi: *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula decussata* VEKSHINA, *?Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY), *Aspidolithus parvus parvus* (STRADNER), *?Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER), *?Calculites* cf. *obscurus* (DEFLANDRE), *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Glaukolithus diplogrammus* (DEFLANDRE), *Prediscosphaera* cf. *intercisa* (DEFLANDRE), *Ceratolithoides arcuatus* PRINS et SISSINGH, resp. *C. kamptneri* BRAMLETTE et MARTINI, *Zeugrhabdotus embergeri* (NOËL) a *Lucianorhabdus* sp. Toto spoločenstvo indikuje kampánsko-mástrichtský vek (det. M. Potfaj).

Na juh od Lesnice je jarmutské súvrstvie detailne prevrásnené s púchovskými slieňmi. Sivé slieňovce sú tu laminované tenkými vrstvami kalcilutitov až jemnozrných pieskovcov. Tvoria tak tenko vrstvenú, prevažne pelitickú časť jarmutského súvrstvia. Miestami však sú sliene prevrstvené len s viac prachovitými slieňmi so zvýšeným obsahom sečky a muskovitu a majú tmavšiu zelenosivú farbu.

Svah južne nad Vyhliadkami (Tarkov) je z hrubých vrstiev pieskovcov, ktoré postupne prechádzajú do zelených slieňovcov. Jedna vrstva má 90–250 cm. Takto je v slede asi 5–10 vrstiev. V podloží je slieňovcový laminovaný komplex a flyš s dvoma horizontmi červených tvrdých slieňovcov, podstielaný tenko vrstvenými jarmutskými vrstvami.

Hrúbku súvrstvia odhadujeme najviac na 200 m. Vek jarmutského súvrstvia na základe uvedených poznatkov stanovujeme v rozpätí kampán až mástricht s tým, že nemožno vylúčiť ani zasahovanie ešte do santónu.

TERCIÉR

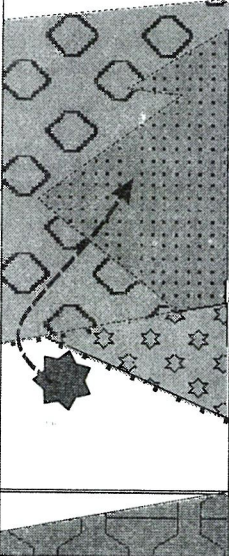

PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMÁ

Do stavby bradlového pásma sú včlenené dve základné jednotky, vlastný paleogén bradlového pásma – žilinské súvrstvie s. l. spolu so súľovskými zlepencami – a šupiny a útržky vnútrokarpatského paleogénu, reprezentované ílovcami s polohami zlepenčov, ktoré Chmelík (in Buday et al., 1967) a Nemčok (1980) označovali ako šambronské súvrstvie. Ako „bradlový paleogén“ tu však označujeme iba súvrstvia patriace k myjavskej skupine („myjavský vývin s. l.“; Andrusov, 1965), resp. k „hričovsko-žilinsko-haligovskému“ vývoju (l. c.) či žilinskému súvrstviu (Samuel et al., 1972; obr. 13).

32 zlepenca a numulitové vápence (Aksamitka, Jezovka); paleocén

Je to asi 15–25 m hrubý komplex zlepenčov a numulitových vápenčov, identifikovaný na hrebeni medzi Aksamitkou a Plašňou cca 700 m na V od Plašne (889).

Naspodku sú tmavé až čierne vápence s množstvom úlomkov rias a veľkých foraminifer: *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* REICHEL, *Ethelia alba* (PFENDER), *Pycnoporidium levantinum* JOHNSON, *Fallotella alavensis* MANGIN, *Parachaetetes* sp. a miliolidné foraminifery (det. S. Buček a E. Köhler). Toto spoločenstvo je typické pre tanetský vek. V nadloží je niekoľko vrstiev zlepenčov, z ktorých v nižšej časti sú zlepenca s pomerne málo pestrým materiálom (karbonáty a „numulity“ v základnej hmote) a vyššie je vrstva zlepenca s pestrým „exotickým“ zložením (granity, kremence, metadroby, kremeň, karbonáty).

BRADLOVÝ PALEOGÉN					
Vek	Grafické znázornenie	Hrúbka	Faciálny vývoj	Litostratigrafická jedn.	
PALEOGÉN	OLIGOCÉN				
	mladší		260 m	karbonátové zlepenca a pieskovce, ojedinele prachovité ílovice	30: súľovské zlepenca
			150 m	sivé vápnité ílovice, jemnozrnné pieskovce flyš, vložky zlepenčov	31: žilinské súvrstvie
	starší		20 m	polymiktné „exotické“ zlepenca a „numulitové“ vápenca	32: zlepenca a numulitové vápenca (Aksamitka, Ježovka)
	mladší		18 m	biele organoklastické rífové vápenca	
starší					
MEZOZOIKUM				podložie: haligovská jednotka	

Obr. 13 Litostratigrafická kolónka bradlového paleogénu v študovanom regióne. Zostavil M. Potfaj.

Na sever pod Plašňou okolo n. v. 710–740 m je v styku s bradlovými pieskovecami karbonátový komplex, v ktorom sa vyskytujú:

- jemno- až hrubozrnné karbonátové pieskovce, sivé, s hrdzavo vetrajúcim okrajom,
- hnedosivé bioklastické vápenca s bielymi „numulitmi“,
- karbonátové zlepenca s dolomitovými a vápencovými obliakmi s priemerom do 2–3 cm (súľovský typ),
- tmavosivé bioklastické vápenca s numulitmi.

Vzťah tohto súvrstvia k starším, resp. okolitým sedimentom je pre nedostatok odkrytie enigmatický. Podľa veku a na základe predpokladu, že patrí do

vrstvového sledu bradlového paleogénu (čo zatiaľ predpokladáme), by to malo byť v tejto oblasti najstaršie súvrstvie, uložené zrejme na mezozoických členoch bradlového pásma.

31 žilinské súvrstvie: pieskovce, prachovité ílovcy, flyš; spodný až stredný eocén:

a) bielosivé organogénne a organodetritické rifové vápence – bloky; paleocén (tanet)

Je to ílovcovo-pieskovcové súvrstvie s prevahou psamitov. Vystupuje na povrch v zníženom hrebeni na západ od Aksamitky (814) po sedlo pod Tokárňami. Pomerne dobre je odkryté v záreze cesty Veľký Lipník – Lesnica.

Pieskovce sú jemno- až hrubozrnné, kremenno-karbonátové, s hrúbkou vrstiev 2–7 cm, ale nezriedka aj do 65 cm. Začerstva majú oceľovosivú farbu, rýchlo vetrajú a získavajú okrovožltý lem. Neobsahujú muskovit, zato obsahujú viac šupiniék zuhoľnatej rastlinnej sečky. Miestami sa v nich vyskytujú aj numulity. Tenšie vrstvy majú štruktúru $T_{a(bd)}$ a $T_{(a)c}$, na spodných plochách sú bioglyfy. V hrubších vrstvách sú aj dolomitové klasty a obliačiky.

Ílovcy sú sivožlté, vápnité, s prachovou prímiesou. Z nich pochádza eocénne (?lutétske) spoločenstvo nanoplanktónu s *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *C. eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL), *Ericsonia cava* (HAY et MOHLER), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *E. cf. subpertusa* HAY et MOHLER, *Chiasmolithus* sp., *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Cribrrocentrum* sp., *Discoaster kuepperi* STRADNER, *D. cf. binodosus* MARTINI, *Sphenolithus editus* PERCH-NIELSEN, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER), *Markalius inversus* DEFLANDRE, *Biscutum cf. castrorum* BLACK, s redeponovanými *Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER) a *Watznaueria* sp. (det. M. Potfaj). Z južnejšej šupiny pochádza bohaté spoločenstvo obsahujúce aj paleocénne prvky a bez strednoeocénnych druhov (Hal 32): *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *C. eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL), *Ericsonia cava* (HAY et MOHLER), *E. subpertusa* HAY et MOHLER, *Chiasmolithus cf. consuetus* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ch. solitus* (BRAMLETTE et SULLIVAN); *Thoracosphaera* sp., *Discoaster cf. barbadiensis* TAN, *D. salisburgensis* STRADNER, *D. cf. mohleri* BUKRY et PERCIVAL, *D. sp.*, *Helicosphaera* sp., *Fasciculithus cf. tympaniformis* HAY et MOHLER, *Toweius tovae* PERCH-NIELSEN, *Toweius pertusus* (SULLIVAN), *Prinsius cf. bisulcus* (STRADNER), *Pontosphaera plana* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Heliolithus riedelii* BRAMLETTE et SULLIVAN a *Biscutum constans* (GORKA).

Zrejme z tohto súvrstvia určila Vaňová (in Nemčok et al., 1983) veľké foraminifery *Numulites incrassatus incrassatus* HARPE, *N. incrassatus ramon-*

diformis HARPE, *N. partschi* HARPE, *N. alponensis* SCHAUB a *N. subdistans* HARPE so zaradením do mladšieho lutétu.

Celkovú charakteristiku súvrstvia dokresľuje pomer P menší ako 1 a index zvrstvenia $I = 5-8$.

V súvrství sa vyskytujú aj bloky rifových organodetrítických vápencov, ktoré možno označiť ako **kambühelské**. Snáď najznámejšie je bradlo pod Aksamitkou – Paluby – s priemerom cca 11 m a výškou 8 m. Niekoľko menších sa nachádza na svahu sz. od Veľkého Lipníka a pravdepodobne skĺznutý blok pri starej poľnej ceste po pravom brehu Lipníka.

Tieto vápencové bradlá sú úplným ekvivalentom rifových vápencov v žilinskom súvrství na Považí (Samuel, Borza a Köhler, 1972). Sú to biele organodetrítické vápence s množstvom schránok rias a hubiek. Ich charakteristiku podal napr. Scheibner (1963). Toto súvrstvie je ekvivalentom hričovsko-žilinského súvrstvia (Andrusov, 1965).

30 súľovské zlepenec: karbonátové zlepenec, pieskovce; stredný eocén

Ide o súvrstvie karbonátových zlepenecov a hrubozrnných karbonátových pieskovcov svetlosivých a žltkavých farebných odtieňov. Súvrstvie buduje masív Aksamitky (814) smerom na Tokárne a v úzkom pruhu vystupuje medzi Tokárňami a Vysokým vrchom (803). Druhý, izolovaný výskyt je vo svahu medzi Červeným Kláštorom-kúpeľmi a Červeným Kláštorom. Niekoľko drobných výskytov sme našli na južnom okraji bradlového pásma medzi Haligovcami a Veľkým Lipníkom. Zaznamenaný rozsah je podľa úlomkov v sutine.

Celkove ide o súbor masívnych zlepenecov s nezreteľnou stratifikáciou s hrúbkou jednotlivých vrstiev od cca 1–2 m až po 10–15 m. Niekde sa dá rozoznať náznak gradáčného zvrstvenia, inde zase veľkorozmerové šikmé zvrstvenie. Niektoré vrstvy majú zjavnú pozitívnu gradáciu, no pri báze sú viaceré s inverznou gradáciou. Zlepenecové vrstvy sú väčšinou uložené priamo na sebe – amalgamované alebo zriedkavo oddelené vrstvou škárou.

Zloženie zlepenecov nie je veľmi pestré. Prevládajú svetlohnedé a sivé dolomity a dolomitové vápence, menej je vápencov, ojedinele sa nájdu aj klasty tmavých rohovcov. Výnimočne sa vyskytujú vrstvy s pestrejším – exotickým – materiálom (kremence, zvetrané granitoidy a sivé mikritické vápence), ako je to v doline s. od Veľkého Lipníka, 700 m jv. od Aksamitky (814). Na niekoľkých miestach v drobnozlepenecovej frakcii sa vyskytujú aj numulity. Opracovanie obliakov je veľmi dobré. Veľkosť klastov je bežne 1–3 cm, miestami viac – až do 10 cm. Najväčšie klasty sme našli na svahu medzi k. Aksamitka a osadou Špirky – 50 cm v priemere, ale majú iba ojedinelý výskyt.

Na východe a na severe (smerom do podložia?) je badateľné celkové zjemňovanie frakcie. Koncentrácia vrstiev pieskovej frakcie je tiež vo vyššej časti

súvrstvia (dolina pod Aksamitkou, na sever od futbalového ihriska vo Veľkom Lipníku).

Vo svahu j. od hrebeňa Axamitky (k. 814) je zachovaných niekoľko „ostrovov“, kde sú karbonátové zlepenca a brekcie v transgresívnom vzťahu k podložným (jurským) vápencom haligovskej jednotky. V týchto zlepencoch sa vyskytujú nehojné úlomky rudistov, inoceramových platničiek a paleocénných koralinných rias.

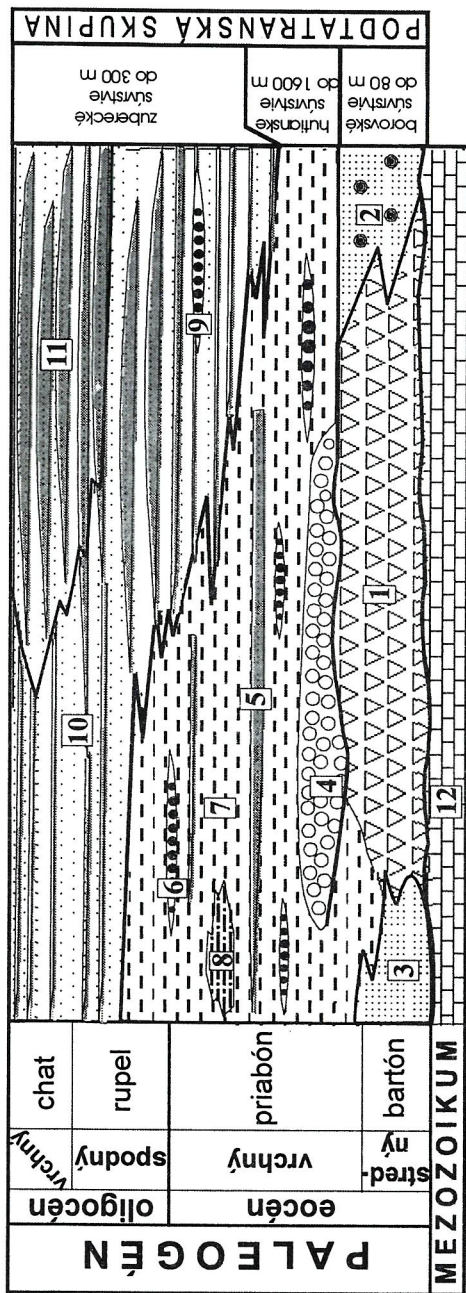
Z poľnej cesty vsv. od Tokárne (748) pochádza karbonátový hrubozrnný pieskovec s *Assilina* (*Operculina*) cf. *azilensis* TAMBAREAU, ktorá charakterizuje paleocén (tanet) (det. S. Buček a E. Köhler).

Vek súvrstvia predpokladáme predbežne v rozpätí paleocén?–stredný? eocén. Najväčšia hrúbka súvrstvia je 400 m (okolie k. Aksamitka), smerom na V sa znižuje iba na niekoľko desiatok metrov a zlepenca zanikajú. Nemčok (1980) toto súvrstvie zaradil do bradlového paleogénu v rámci tzv. haligovskej jednotky. Vzhľadom na materiálovú skladbu zlepenčov a na štruktúrne znaky možno považovať tieto vápence za ekvivalent súľovských zlepenčov Považia. Zjavne transgresívna a diskordantná pozícia na j. svahu Aksamitky na mezozoických vápencoch haligovskej skupiny nás zase oprávňuje vyčleniť ich ako samostatný sedimentačný fenomén, vyznačujúci v tejto zóne zmenu tektonického režimu.

SEDIMENTY PODTATRANSKEJ SKUPINY

Sedimenty podtatranskej skupiny sú v študovanom regióne zastúpené borovským, hutianskym a zubereckým súvrstvím, ktoré definovali Gross et al. (1984). Maximálna, priamo doložená hrúbka paleogénnych sedimentov v regióne je 1 200 m (vrt VR-7; Mlynarčík a Petrivaldský, 1990). Analýza reflexnoseizmického rezu 754/93 indikuje hrúbku paleogénnych sedimentov južne od bradlového pásma približne 1 600 m. Stratigrafický diapazón paleogénnych sedimentov je vrchný bartón (vrchná časť zóny planktonických foraminifer P14; vrchná časť stredného eocénu) až vrchný oligocén (nanoplanktónová zóna NP 24; obr. 14). Najstaršie sedimenty podtatranskej skupiny v študovanom regióne sú sedimenty borovského súvrstvia, ktoré smerom nahor prechádzajú do sedimentov hutianskeho súvrstvia. Tie smerom nahor prechádzajú do sedimentov zubereckého súvrstvia, do ktorých však prechádzajú aj laterálne, čím naznačujú aj ich súveku sedimentáciu.

Sedimenty podtatranskej skupiny v regióne Spišskej Magury prechádzajú na poľské územie, kde sú názvy jednotlivých súvrství a vrstiev odlišné. Poľská časť centrálnokarpatského paleogénneho bazénu sa nazýva podhalský bazén. Ekvivalentom borovského súvrstvia na poľskej strane územia sú sedimenty nazývané



Obr. 14 Litostratigrafická kolónka sedimentov paleogénu podtatranskej skupiny. Zostavil J. Janočko.

numulitový eocén. Ekvivalentom hutianskeho súvrstvia sú zakopanské vrstvy a ekvivalentom zubereckého súvrstvia sú chocholovské vrstvy, ktoré definoval Golab v roku 1952.

Borovské súvrstvie

Borovské súvrstvie reprezentuje bazálne súvrstvie paleogénnych sedimentov podtatranskej skupiny v študovanej oblasti (obr. 14). Do tohto súvrstvia zaradíme terestrické a morské sedimenty diskordantne pokrývajúce staršie, mezozoické sedimenty. Z dokumentácie hydrogeologických vrtov radu RV (Mlynarčík a Petřivaldský, 1990) vyplýva, že súvrstvie je pravdepodobne rozšírené v podloží mladších, paleogénnych sedimentov na území takmer celého regiónu. Hrúbka sedimentov je rôznorodá. Najväčšia hrúbka, 150 m, sa mapovaním zistila západne od Ždiaru. Vek sedimentov borovského súvrstvia, ktoré vystupujú na povrch v študovanom regióne, bol určený na základe analýzy veľkých foraminifer na vrchnú časť stredného eocénu (vrchný bartón, koniec zóny P14) až spodnú časť vrchného eocénu (spodný priabón, zóna P 15).

Sedimenty borovského súvrstvia sme pri mapovaní rozčlenili na tri litologické jednotky:

- brekcie a zlepenca,
- numulitové vápence a pieskovce,
- pieskovce s obsahom makrofauny.

29 brekcie a zlepenca; stredný a vrchný eocén

Brekcie a zlepenca borovského súvrstvia vystupujú na povrch v prerušovanom páse v.-z. smeru na severných svahoch Belianskych Tatier. Prvý raz vystupujú v riečnej nive Javorinky (na sv. okraji obce Javorina) a tiahnu sa smerom na východ v cca 2 km dlhom neprerušenom pruhu na severných svahoch Kýchery (1 282,6 m n. m.) a na severnom úpätí Nového vrchu (1 727 m n. m.). Približne od ostrej zákruty štátnej cesty (1,3 km jv. od Podspádov) až po Tristársku dolinu tieto sedimenty nevystupujú, pretože celé borovské súvrstvie je tu poklesnuté pozdĺž výrazných v.-z. a s.-j. zlomov. V tomto úseku sa s mezozoickými horninami krížňanského príkrovu tektonicky stýka hutianske súvrstvie. Od Tristárskej doliny možno znova sledovať brekcie a zlepenca až po západné svahy vrchu Tokáreň. Opisované sedimenty vystupujú aj na vrcholoch kopcov ležiacich východne od riečky Biela tečúcej cez Ždiar. Maximálna hrúbka týchto sedimentov na základe mapovania v študovanom území sa odhaduje na 80 m.

Petrografické zloženie brekcií a zlepenca je úzko späté s horninami podložia, ktoré predstavovali priamy zdroj pre túto litofáciu. Mení sa od prevahy úlomkov vápencov, slieňovcov, rádioláriových vápencov alebo fleckenmergelov

krížňanského príkrovu v oblasti od Tristárskej doliny až po Javorinu po prevahu dolomitov pri obci Ždiar. Opracovanie úlomkov je rôzne, od angulárnych (brekcie) cez subangulárne až po suboválné (zlepence). Ich veľkosť je veľmi premenlivá. Najčastejšie dosahuje niekoľko cm, nie je však zvláštnosťou prítomnosť bloku podložnej horniny s priemerom niekoľko metrov. Medzernú hmotu zvyčajne tvorí zle triedený vápnitý pieskovec. Vo vyšších častiach brekcií a zlepencov možno pozorovať prímies drobných (priemer 0,5–1 cm), dobre opracovaných (suboválnych a oválnych) obliakov žilného kremeňa a bridlíc (pravdepodobne mezozoického veku), ako aj schránky numulitov. Táto prímies nepresahuje 10 %.

Väčšina brekcií a zlepencov má podpornú štruktúru úlomkov, ktoré sa navzájom dotýkajú, občasne sa však vyskytujú aj zlepence s podpornou štruktúrou matrixu. Vzhľad brekcií je masívny a len ťažko je možné identifikovať jednotlivé vrstvy (foto 2). Na južných svahoch Tokárne v bralách vystupujú masívne brekcie s identifikovateľnou hrúbkou vrstiev 10 m. V zlepencoch, ktoré sa zvyčajne nachádzajú v nadloží brekcií, prevládajú masívne zvrstvenia s často amalgamovanými vrstvami. Západne od Tokárne,



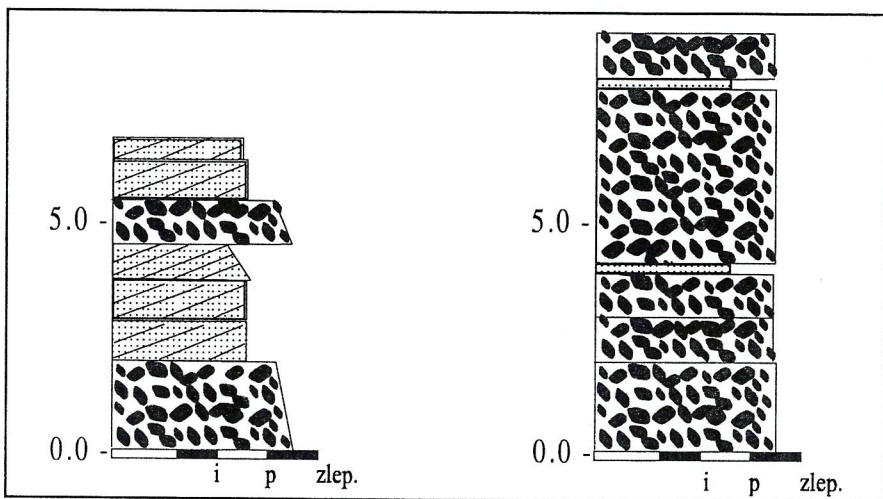
Foto 2 Zlepence borovského súvrstvia. Typické je masívne zvrstvenie a slabá interná organizácia vrstiev. Lokalita Ždiar. Foto J. Janočko.



Foto 3 Šikmo zvrstvené zlepenca borovského súvrstvia uložené v prostredí vnútorného šelfu. Lokalita Ždiar. Foto J. Janočko.

ale aj západne od hotela Magura v Ždiari, vystupujú zlepenca tvorené subangulárnymi a miestami aj suboválnymi úlomkami tvoriacimi 10–30 cm hrubé vrstvy striedajúce sa s 20–50 cm hrubými vrstvami stredno- a hrubo-zrných pieskocov (foto 3). Vrstvy majú ostrú bázu a sedimenty, ktoré ich tvoria, sú miestami normálne gradované a šikmo zvrstvené (obr. 15). Pieskovcové vrstvy majú, podobne ako zlepenca, ostrú a výmoľovú bázu (sharp and scoured base). Sú masívne, paralelne a čerinovo šikmo zvrstvené. Hrúbka lamín nepresahuje 0,5 cm. Alternujúce zlepenca a pieskovce sú často usporiadané do 6–8 m hrubých, nahor sa zjemňujúcich cyklov.

Slabá interná organizácia vrstiev, výskyt angulárnych úlomkov a veľkých blokov hornín, ako aj prevaha úlomkov hornín z bezprostredného mezozoického podložia naznačuje veľmi krátky transport počas sedimentácie opisovaných brekcií a zlepenecov. Predpokladáme, že prevažujúcim mechanizmom sedimentácie boli gravitačné zrútenia pravdepodobne v čele zrázov členitého pobrežia s vysokým reliéfom. Zlepenca s lepšou internou organizáciou, ktorých jednotlivé vrstvy sú oddelené polohami pieskocov s paralelnou a čerinovo-šikmou lamináciou, poukazujú na sedimentáciu trakčnými prúdmi vznikajúcimi zrejme vlnením v oblasti šelfu, kde dochádzalo k prepracovaniu pôvodných sedimentov.



Obr. 15 Schémky znázorňujúce vývoj sedimentov bazálneho súvrstvia paleogénu v regióne. Masívne zlepence sa striedajú s pieskovecami, ktoré sú občasne šikmo zvrstvené. Podľa J. Janočka.

Ak berieme do úvahy vynorenie Vysokých Tatier pred cca 15 mil. rokmi (Kráľ, 1977), prítomnosť oválnych úlomkov žilného kremeňa v zlepencoch naznačuje prínos materiálu zo vzdialenejších oblastí. V podmienkach pobrežia s vysokým reliéfom, ktoré je indikované brekciami, možno predpokladať existenciu kužeľových delt (fan deltas). V ich prostredí sa pravdepodobne usadzovali opisované sedimenty.

Vek brekcií a zlepencov na základe nálezov veľkých foraminifér je určený na vrchný stredný eocén až spodnú časť vrchného eocénu (P 14–P15). Pri sv. okraji obce Javorina pod mostom cez potok Javorinka v tmavosivých pieskovcoch až drobnozrnných zlepencoch sa našli veľké foraminiféry *Nummulites cf. incrassatus* DE LA HARPE, *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Nummulites cf. striatus* (BRUG.), *Nummulites semicostatus* (KAUFM.), *Nummulites cf. variolarius* (LAMARCK), *Operculina gomezi* COLOM et BAUZA, *Discocyclina scalarius* (SCHLUMB.). Z iných organických zvyškov sa v pieskovcoch nachádzali koráľové riasy – ťažko rozpoznateľné drobné úlomky stielok, machovky – vzácné cyklostomatné formy, lastúrniky – zriedkavé úlomky lastúr a malé foraminiféry – rotaloidné a miliolidné formy.

28 numulitové vápence a pieskovce; stredný a vrchný eocén

Numulitové vápence a pieskovce vystupujú v úzkom pruhu južne od 180-stupňovej zákruty štátnej cesty vedúcej od Ždiaru k obci Podspády a v rieke

Belá medzi Ždiarom a Tatranskou Kotlinou. Najvyšší podiel v týchto sedimentoch tvoria schránky numulitov, menej časté sú zvyšky rias, lastúrniky a ježovky. Výbrusy vápencov ukazujú, že ide o organodetritické (biomikritické až biosparitické) vápence s organickou zložkou zastúpenou koralinnými riasami a foraminiferami. V najspodnejších polohách opisovaných vápencov, priamo na styku s muránskymi vápencami, sa začínajú objavovať úlomky dolomitov a vápencov. Vápence sa niekedy striedajú s polohami už opísaných brekcií a zlepcov. Tento vývoj napríklad vidieť v kaňone potoka južne od kóty Nový (1 727), kde na hrubých vrstvách tmavosivých organogénnych vápencov s hojnými numulitmi a úlomkami makrofauny (lastúrnikov) ležia zlepence s obliakmi veľkými až 40 cm. V nadloží sa tieto zlepence niekoľkokrát striedajú s polohami jemnozrnných vápňitých pieskovcov.

Vápňité pieskovce sú klasifikované ako litické arenity. Obsahujú zvyšky fauny a úlomky hornín tvorené dolomitmi, kremeňom a metamorfitymi, ktoré netvoria bezprostredné podložie opisovaných sedimentov (tab. 1).

Tab. 1 Modálne zloženie vzorky 10 G (pieskovce borovského súvrstvia v %). Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie minerálov	Vzorka 10G
monokryštalický kremeň	29,1
polykryštalický kremeň	9,2
silicity	1,8
kremence	2,1
plagioklasy	2,8
ortoklas	1,5
karbonáty	8,6
pieskovce	2,4
metamorfity	22,9
granitoidy	2,4
muskovit	2,1
biotit	0,9
kalcitový tmel	14,1
Q	50,9
F	5,2
L	43,9

Nálezy veľkých foraminifer poukazujú na ich stratigrafickú príslušnosť k vyššej časti stredného eocénu a k vrchnému eocénu (tab. 2).

Tab. 2 Obsah veľkých foraminifer vo vybraných vzorkách vápencov a pieskovcov. Podľa E. Köhlera.

Druh a rod	Lokalita/Vek		
	Potok Biela, Ždiar/ P15	Podspády/ P14	Podspády/ P15
<i>Nummulites cf. budensis</i> HANTKEN	*		
<i>Nummulites chavannesi</i> DE LA HARPE	*		
<i>Nummulites incrassatus</i> DE LA HARPE	*		
<i>Nummulites perforatus</i> (MONTF.)	*	*	*
<i>Nummulites semicostatus</i> (KAUFM.)	*		*
<i>Nummulites striatus</i> (BRUG.)	*		*
<i>Nummulites variolarius</i> (LAMPK.)	*		
<i>Operculina alpina</i> DOUVILLÉ	*		
<i>Discocyclusina nummulitica</i> (GÜMBEL)	*		
<i>Discocyclusina pratti</i> (MICHELIN)	*	*	*
<i>Discocyclusina nummulitica</i> (SCHLUMB.)	*		
<i>Discocyclusina</i> sp.	*		
<i>Halkyardia minima</i> LIEBUS	*		
<i>Chapmanina gassinensis</i> SILVESTRI	*		
<i>Nummulites cf. brongniarti</i> D'ARCH et HAIME		*	
<i>Nummulites cf. puschi</i> D'ARCH		*	
<i>Nummulites cf. rotularius</i> DESH.		*	*
<i>Nummulites striatus minor</i> D'ARCH et HAIME		*	*
<i>Operculina schwageri</i> SILVESTRI		*	*
<i>Fabiania cassis</i> SILVESTRI		*	*
<i>Discocyclusina pulcra</i> (CHECCHIA – RISPOLI)		*	*
<i>Discocyclusina varians</i> (KAUFM.)		*	
<i>Asterocyclusina</i> sp.		*	*
<i>Actinocyclusina</i> sp.		*	
<i>Operculina</i> sp.			*
<i>Discocyclusina scalaris</i> (SCHLUMB.)			*
<i>Halkyardia minima</i> LIEBUS			*

Slabá odkrytosť organodetrítických vápencov a numulitových vápnitých pieskocov nedovoľuje jednoznačnú interpretáciu ich depozičného prostredia. Výskyt numulitov indikuje približne do 100 m hlboké morské prostredie, no masívny vzhľad sedimentov, chýbanie internej organizácie vrstiev a prítomnosť kremeňa, ako aj metamorfítov s predpokladanou vzdialenou zdrojovou oblasťou, ktoré sa pravdepodobne usadili v deltovom prostredí, môže poukazovať na redepozíciu pôvodných hornín obsahujúcich veľké foraminifery.

27 ?tomášovské vrstvy – pieskovce; stredný a vrchný eocén

Pieskovce s úlomkami makrofauny sa nachádzajú v úzkom pruhu západne od Javoriny na severnom svahu Gombošovho vrchu (kóta 1 194 m). Ich výskyt je z južnej strany limitovaný tektonickou líniou, smerom na sever so sklonom asi 40° sa ponárajú pod kalovce hutianskeho súvrstvia. Jemno- a strednozrnité vápnité pieskovce sú masívne a majú nepravidelný vrstvomitý rozpad. Petrograficky ide o vápnité litické droby s dominujúcim podielom základnej hmoty (36 až 39 %), monokryštalického kremeňa (23–24 %) a kalcitového tmelu (15–19 %), (tab. 3). V nepatrnej miere sú prítomné živce (plagioklasy > ortoklas), úlomky karbonátov a silicítov, sľudy (muskovit > biotit) a organické zvyšky zastúpené uhoľnou drvinou a malými foraminiferami. Charakteristickým znakom je zvýšený podiel uhoľnej sečky až milimetrových lamín uhlia a výskyt úlomkov makrofauny (najmä lastúrnikov). Pieskovce po navetraní nadobúdajú typické žltosvetlohnedé sfarbenie.

Tab. 3 Modálne zloženie klastických sedimentov tomášovských vrstiev. Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie minerálov	Číslo vzorky	
	86aG	86bG
monokryštalický kremeň	23,4	24,2
polykryštalický kremeň	3,0	4,0
silicity	2,6	2,4
plagioklasy	1,5	2,0
ortoklas	1,1	0,8
karbonáty	4,5	3,2
muskovit	2,6	1,6
biotit	1,9	1,2
uhoľná drvina	3,7	5,2
zvyšky organizmov	1,9	0,8
základná hmota	39,0	35,7
kalcitový tmel	14,9	19,0
Q	80,4	83,7
F	7,2	7,6
L	12,4	8,7

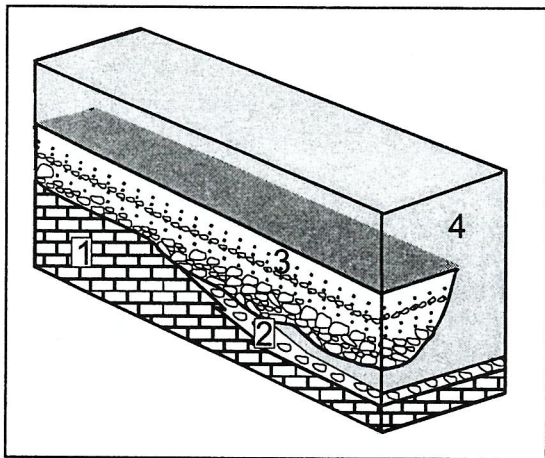
Pretože pieskovce obsahujú len fragmenty neidentifikovateľnej makrofauny, ich vek je určený len na základe ich pozície (ležia na mezozoickom podloží a ponárajú sa pod hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny) a analógie s podobnými sedimentmi vo východnej časti centrálnokarpatského bazénu. Obsahom makrofauny, uhoľnej sečky a habitom pripomínajú tomášovské vrstvy opísané v Hornádskej kotline (Filo a Siráňová, 1996), tvoriace najvyšší člen borovského súvrstvia. Spomenuté kritériá dovoľujú zaradiť opisované sedimenty do borovského súvrstvia, kde pravdepodobne tvoria ich najvyššiu časť.

Hutianske súvrstvie

Hutianske súvrstvie na študovanom území tvoria štyri litofaciálne jednotky – hrubozrnné zlepenca a pieskovce s nahor sa zjemňujúcim a stenčujúcim trendom (zlepenca Tokárne), masívne zlepenca, masívne hrubozrnné pieskovce a napokon kalovce s nepatrným zastúpením pieskovcov a zlepenčov. Maximálna hrúbka súvrstvia, ktorá bola doložená vrtom VR-7 (Mlynarčík a Petrivalský, 1990; obr. 18), je 1 200 m. Podľa seizmického rezu 753/93 hrúbka súvrstvia južne od bradlového pásma je až 1 500 m. Vek sedimentov hutianskeho súvrstvia stanovený na základe nanoplanktónu, malých a veľkých foraminifer má široký diapazón, od najvrchnejšej časti stredného eocénu až po oligocén.

26 zlepenca a pieskovce (zlepenca Tokárne); a) olistostróma; vrchný eocén

Tieto sedimenty sa nachádzajú v oblasti vrchu Tokáreň, ktorý leží južne od obce Ždiar, a v jeho blízkosti. Hlavná masa hrubozrnných zlepenčov a pieskovcov dosahujúca hrúbku až 200 m vyplňa kaňon zarezaný v sedimentoch podložného borovského súvrstvia a v podložných horninách mezozoika (obr. 16).



Obr. 16 Blokdigram znázorňujúci pozíciu sedimentárnej výplne kaňonu Tokárne voči okolitým horninám. 1 – mezozoické sedimenty, 2 – borovské súvrstvie paleogénu, 3 – výplň kaňonu, 4 – hutianske súvrstvie paleogénu. Podľa J. Janočka.

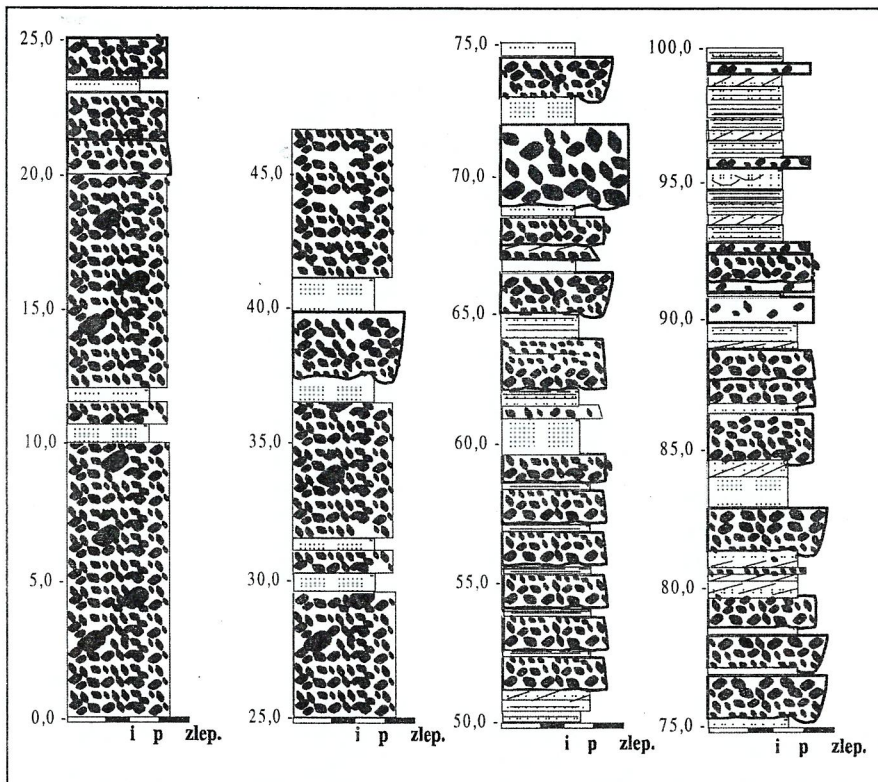
Z mapovania vyplýva, že táto litofácia je zarezaná aj v kalvoch hutianskeho súvrstvia, do ktorých prechádza aj vertikálne smerom nahor. Celkový trend litofácie je zjemňovanie smerom nahor, prejavujúce sa vo zvýšenom zastúpení pieskocov. Podobne sa mení aj interná organizácia jednotlivých vrstiev, ktorá sa smerom nahor zlepšuje.

Na jednom z typových odkryvov týchto zlepcov na ľavej strane riečky Belej južne od Ždiaru sú zlepené tvorené angulárnymi a subangulárnymi úlomkami mezozoických karbonátov (asi 80 %) a bridlíc (1–2 %), suboválnymi a oválnymi obliakmi žilného kremeňa (asi 10 %), úlomkami kryštalinických hornín (granitoidy, melafýry, rohovce – 5 %) a angulárnymi a subangulárnymi úlomkami starších paleogénnych hornín (vápňitými pieskocami až piesčitými vápencami obsahujúcimi numulity a machovky, zlepcami a tmavými kalvoami – 3 %). Úlomky piesčitých vápencov obsahujú vrchnobartónske (P14) numulity *Nummulites brongniarti* a *Nummulites puschi* (tab. 4), ktorých najbližší výskyt je v oblasti Zakopaného (Poľsko).

Tab. 4 Zastúpenie veľkých foraminifer vo vybraných vzorkách zlepcov Tokárne. Podľa E. Köhlera.

Druh a rod	Lokalita/Vek	
	Bachledova dolina/ P14	Bachledova dolina/ P14
<i>Nummulites cf. brongniarti</i> D'ARCH. et HAIME	*	*
<i>Nummulites cf. kovacsiensis</i> HANTKEN et MADARASZ	*	*
<i>Nummulites cf. rotularius</i> DESHAYES	*	*
<i>Nummulites semicostatus</i> (KAUFM.)	*	*
<i>Nummulites striatus</i> (BRUG)	*	*
<i>Nummulites striatus minor</i> D'ARCHIAC et HAIME	*	*
<i>Nummulites puschi</i> D'ARCHIAC		*

Petrografické zloženie zlepcov je nestále a nie je zvláštnosťou najst' vrstvy zlepcov tvorené takmer výlučne úlomkami karbonátov. Veľkosť úlomkov je rôzna, od 1 cm až po 1 m. Vrstvy sú hrubé 30 cm až 2 m, v spodnej časti sú často amalgamované, pričom tvoria niekoľko m hrubé polohy, navzájom oddelené tenkými polohami pieskocov. Hrúbka a frekvencia vrstiev zlepcov sa znižuje smerom nahor (obr. 17). V spodnej časti sú prevažne masívne, v hornej časti profilu už majú lepšiu internú organizáciu a častá je normálna a inverzná gradácia. Báza vrstiev je ostrá a erózná. Na báze niektorých vrstiev sú vyvinuté prúdové stopy (flute casts) indikujúce paleotransport smerom na východ.



Obr. 17 Sedimentárna sukcesia výplne kañonu Tokárne. Zreteľný je nahor sa zjemňujúci a stenčujúci trend sedimentov. Podľa J. Janočka.

Marschalko a Radomski (1970) našli indikátory paleotransportu v spodnej časti tejto litofácie poukazujúce na transport smerom na sever. Vrstvy zlepencov sú oddelené pieskovecami s občasnými väčšími úlomkami hornín (pebbly sandstone) a stredno- až hrubozrnnými pieskovecami. Pieskovce sú paralelne a šikmo laminované, občasne sú aj normálne gradované (fácie F4, 5, 6 v zmysle Muttiho, 1992; foto 4). Časté sú štruktúry po úniku vody (foto 5). Väčšie úlomky hornín sú v pieskoviči alebo rozptýlené, alebo ležia na báze erózných výmoľov. Hrúbka vrstiev pieskovecov dosahuje až 80 cm. Petrografické zloženie pieskovecov je v jednotlivých úrovniach rôzne. Pieskovce patria k sublittickým arenitom, vápniťým litickým drobám, vápniťým arkózovým drobám a muskovitickým arkózovým drobám (tab. 5).

Opisované sedimenty sú interpretované ako výplň podmorského kañonu. Kañon bol zarezaný do podložných hornín mezozoika a starších paleogénnych



Foto 4 Šikmo zsvstvené pieskovce v kaňone Tokárne, v. od Ždiaru. Foto J. Janočko.



Foto 5 Štruktúry po úniku vody v pieskovcoch Tokárne. Foto J. Janočko.

hornín. Erózia podložia, ktorej veľkosť sa odhaduje na 60 m, implikuje významný pokles relatívnej morskej hladiny. Premennivé zloženie úlomkov zlepcov naznačuje viacero zdrojových oblastí. Úlomky dolomitov a vápencov pravdepodobne pochádzajú z miestneho pobrežia budovaného mezozoickými horninami. Kryštalinikum sa v čase sedimentácie nenachádzalo v blízkosti študovaného regiónu, čo naznačuje prínos úlomkov kryštalinika zo vzdialenejších oblastí riekami a ich pravdepodobnú redistribúciu deltami. Prítomnosť paleogénnych úlomkov indikuje eróziu – kanibalizmus staršej výplne bazénu – zapríčinenú poklesom morskej hladiny.

Tab. 5 Modálne zloženie pieskovcov Tokárne v %. Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie minerálov	Lokalizácia vzorky					
	Skalka					
	196	1	2	3	5	6
monokryštalický kremeň	44,2	38,1	36,8	28,6	20,2	37,2
polykryštalický kremeň	8,8		2,1	5,8	23,3	
silicity	5,6		2,1	1,9	1,9	
kremence	6,5		0,9	1,2	4,3	
plagioklasy	2,3	3,4	5,1	4,6	3,5	2,1
ortoklas	3,3		3,8	2,3	2,3	1,4
karbonáty		5,1		5,4	3,9	
pieskovce						
ílovce					3,1	
metamorfity	6,0		4,3	18,9	21,4	
granitoidy						
bázické vulkanity	2,3					
kyslé vulkanity						
glaukonit						
muskovit	1,9	8,5				24,8
biotit			1,3			
pyrit						
uhľová drvina		9,2	3,0			3,9
zvyšky organizmov	3,7					
základná hmota	10,7	23,8	24,8	18,5	4,3	30,5
kalcitový tmel	4,7	11,9	15,8	12,7	11,7	
Q	82,4	81,8	76,0	54,5	59,3	91,3
F	7,1	7,3	16,3	10,1	6,9	8,7
L	10,6	10,9	7,8	35,4	33,8	0,0

Prevažne masívne zlepenca v spodnej časti opisovanej sukcesie sa interpretujú ako sedimenty súdržných úlomkových prúdov (porovnaj Nemeč a Steel, 1984; Mutti, 1992; Nelson a Nilsen, 1997). Častá amalgamácia vrstiev a len občasný výskyt pieskocových vrstiev upozorňuje na veľkú eróznú schopnosť prúdu. Lepšia interná organizácia vrstiev v hornej časti sukcesie indikuje transformáciu úlomkových prúdov na vysoko nasýtené prúdy. Táto interpretácia je podporená aj častým výskytom štruktúr po úniku vody, ktoré sú typické pre tento typ prúdov.

Zlepenca Tokárne uložené v kaňone prechádzajú do kalovcov hutianskeho súvrstvia. Celý vývoj tejto litofácie pripomína vývoj pucovských zlepenecov na ich stratotypovej lokalite pri obci Pucov na Orave, ktoré opísali Gross et al. (1984, 1993). Na tamjšej lokalite zlepenca podobne vyplňajú kaňon a ich horná časť prechádza viacerými polohami do nadložných kalovcov hutianskeho súvrstvia. Pretože však v prípade zlepenecov Tokárne nie je jasné, či tvorili bočný vstup do bazénu, alebo tvorili hlavný prívod sedimentov v určitej fáze vývoja centrálnokarpatského paleogénneho bazénu, nedefinujeme ich zatiaľ ako člen pucovské zlepenca, ktorý Gross et al. (1984) definovali ako bočný vstup klastík do bazénu.

25 zlepenca; vrchný eocén

Zlepenca tejto litofácie vytvárajú šošovkovité telesá v kalovcoch hutianskeho súvrstvia a pravdepodobne vznikali podmorskými zosuvmi. Hrúbka polôh je niekoľko desiatok cm až 6 m. Maximálna šírka šošoviek sa nezistila, odhadujeme ju na niekoľko desiatok metrov. Zlepenca sú polymiktné, tvorené úlomkami karbonátov, kremeňa, kryštalických a mezozoických bridlíc, ako aj materiálom paleogénu – útržkami pieskocov a kalovcov. Petrografické zloženie a zastúpenie na jednotlivých miestach kolíše. V obci Ždiar, kde vystupuje väčšina týchto zlepenecov, možno pozorovať šošovky budované prevažne karbonátovými úlomkami a horninami paleogénu v tesnej blízkosti iných šošoviek budovaných takmer výlučne úlomkami žilného kremeňa.

Spracovaný súbor vzoriek pieskocov tvoriacich sporadické polohy v zlepencoch reprezentujú litické arenity, vápnité litické arenity a litické droby (tab. 6).

Zo súboru sa vyčleňujú vzorky L1 a L2 (odobrané zo zlepenecov s prevahou kremenných klastov nachádzajúcich sa v potoku pri ceste vedúcej k hotelu Magura v Ždiari), tak svojím postavením v QFL diagrame, ako aj zložením (extrémne nízky obsah monokryštalického kremeňa, vysoký podiel karbonátov, prítomnosť kyslých vulkanitov a ílovcových závalkov, neprítomnosť živcov). Typ karbonátov (vápence gutensteinského typu, réť) a ílovce (intraklasty?) poukazujú na možnosť laterálneho prínosu materiálu (podmorský zosun?). Otázny je výskyt kyslých vulkanitov (kremitych porfýrov). Ich zdrojom môžu byť

Tab. 6 Modálne zloženie zlepcov hutianskeho súvrstvia. Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie minerálov	Číslo vzorky						
	17G	Ždiar	L1	L2	200	220	222
monokryštalický kremeň	37,6	31,1	4,5	10,8	40,0	41,1	35,4
polykryštalický kremeň	9,0	10,4	16,5	6,0	7,3	7,1	7,5
silicity	4,1	12,1	2,1	4,4	5,5	7,1	2,4
kremence	3,4	10,4	12,4	4,0	3,3	3,6	3,7
plagioklasy	2,3				3,6	5,4	3,1
ortoklas	1,9				1,8	2,9	2,4
karbonáty		5,2	39,3	56,0			2,7
pieskovce	2,6						
řlovce			2,5	3,2			
metamorfity	18,4	3,1			17,8	18,6	8,5
granitoidy	1,5				3,6	4,6	
bázické vulkanity							
kyslé vulkanity			8,3	2,4			
glaukonit							
muskovit					1,1		
biotit					3,3	2,5	2,4
pyrit							4,4
uholná drvina		2,1			5,5	7,1	
zvyšky organizmov							
základná hmota		22,1	14,5	13,2	7,3		20,4
kalcitový tmel	19,2	3,5					7,1
Q	67,0	88,5	41,5	29,0	67,5	65,2	74,6
F	5,1	0,0	0,0	0,0	6,6	9,1	8,3
L	27,9	11,5	58,5	71,0	25,9	25,7	17,1

sedimenty permu (koperšadské zlepenca), resp. spodného triasu (ľužňanské súvrstvie) Tatier, v ktorých sa kyslé efuzíva a ich tufy nachádzajú vo forme klastického materiálu.

Zlepenca majú ostrú bázu, prevláda podporná štruktúra klastov, ale možno pozorovať aj zlepenca s podpornou štruktúrou matrixu. Interná organizácia, ako aj ostrá báza vrstiev zlepcov poukazuje na ich depozíciu súdržnými úlomkovými prúdmi (napr. Hampton, 1975; Reading a Richards, 1994). Občasné normálne gradované sedimenty indikujú riedenie úlomkových prúdov a tvorbu vysoko nasýtených prúdov (napr. Lowe, 1975; Nemeč a Steel, 1984; Mutti, 1992). Zlepenca pravdepodobne vznikali svahovými poruchami na vonkajšom okraji šelfu, ktoré boli podmienené poklesom relatívnej hladiny mora.

Strednozrné pieskovce interpretujeme ako sedimenty vysokohustotných turbiditných prúdov. Aj vznik týchto prúdov je zrejme spätý so svahovými poruchami na vonkajšom okraji šelfu.

Analýza veľkých foraminifer poukazuje na vrchnoeocénny vek opisovaných sedimentov (P 15; tab. 7).

Tab. 7 Prítomnosť veľkých foraminifer vo vybraných vzorkách zlepcov hutianskeho súvrstvia. Podľa E. Köhlera.

Druh a rod	Lokalita/Vek	Lokalita/Vek
	Ždiar/P 15	Ždiar/P 15
<i>Nummulites cf. prestwichianus</i> JENES		*
<i>Nummulites puschi</i> D'ARCHIAC	*	
<i>Operculina alpina</i> DOUV.	*	
<i>Operculina</i> sp.		*
<i>Operculina gomezi</i> COLOM et BAZUÁ	*	*
<i>Discocyclina augustae</i> WEIJDEN	*	*
<i>Discocyclina nummulitica</i> GÜMBEL	*	
<i>Discocyclina pratti</i> (MICHELIN)	*	*
<i>Discocyclina pulcra</i> (CHECCHIA – RISPOLI)	*	*
<i>Discocyclina sella</i> (D'ARCHIAC)	*	*
<i>Discocyclina</i> sp.		*
<i>Discocyclina varians</i> (KAUFM.)	*	*
<i>Asterocyclina</i> sp.	*	*
<i>Actinocyclina</i> sp.	*	

24 masívne pieskovce; vrchný eocén

Masívne pieskovce sú intraformačne uložené v kalovcoch hutianskeho súvrstvia v obci Ždiar, východne od tejto obce a vidieť ich až pri obci Lendak. Vytvárajú 4–6 m hrubú, morfoloģicky výraznú polohu, ktorú už v roku 1970 opísali Marschalko a Radomský (1970). Ďalší výskyt týchto pieskovcov je v doline potoka Šoltýska severne od obce Veľký Lipník. Pieskovce sú charakterizované ako strednozrné sublitické arenity (tab. 8), ktoré sú masívne (fácia F5 v zmysle Muttiho, 1992), a v spodných častiach obsahujú kalovcové intraklasty vytrhnuté z podložia (rip-up clasts).

Tvorí súbor 30–50 cm hrubých amalgamovaných vrstiev (foto 6). Zriedkavo sú jednotlivé vrstvy oddelené 1–5 cm hrubými polohami kalovcov. Báza vrstiev je ostrá alebo s vývojom výmoľov (scoured base). V rámci opisovanej litofácie sa hrúbka pieskovcových vrstiev smerom nahor znižuje.

Tab. 8 Modálne zloženie masívnych pieskovcov hutianskeho súvrstvia. Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie minerálov	Vzorka č.
	161
monokryštalický kremeň	45,5
polykryštalický kremeň	12,2
silicity	3,1
kremence	1,7
plagioklasy	3,8
ortoklas	2,4
karbonáty	5,2
pieskovce	
ílovce	
metamorfity	10,5
granitoidy	3,5
bázické vulkanity	

Zastúpenie minerálov	Vzorka č.
	161
kyslé vulkanity	
glaukonit	
muskovit	1,7
biotit	
pyrit	2,8
uhľová drvina	
zvyšky organizmov	
základná hmota	5,2
kalcitový tmel	2,1
Q	71,0
F	7,1
L	21,8

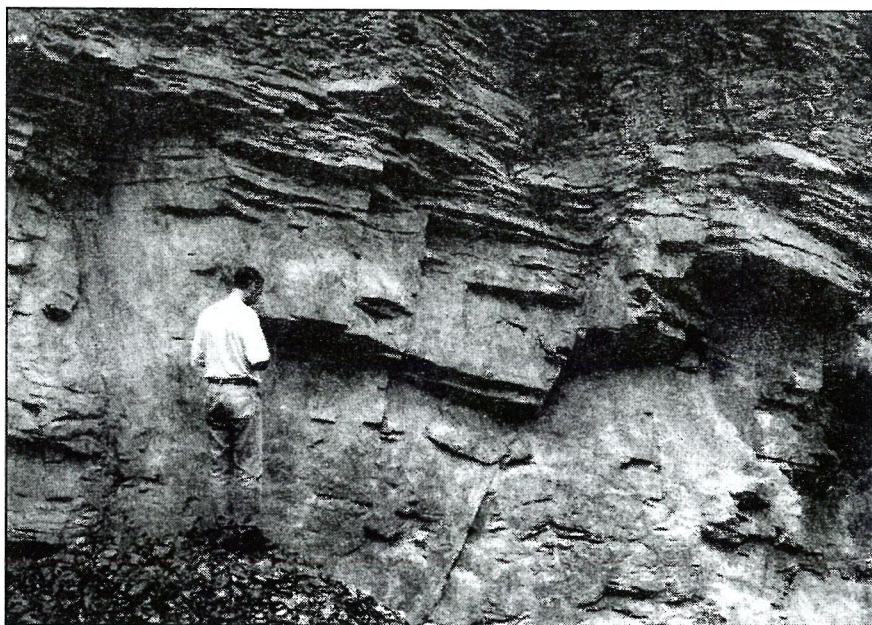


Foto 6 Masívne pieskovce hutianskeho súvrstvia v Bachledovej doline. Foto J. Janočko.

Z ťažkých minerálov prevládajú v pieskovochoch karbonáty, nepriehľadné minerály a alterity, v menšom množstve sa nachádzajú chlorit, biotit, zirkón, turmalín a distén.

Postsedimentárnou tektonikou vytvorené pukliny v opisovaných pieskovochoch nachádzajúcich sa v doline Šoltýsky severne od Veľkého Lipníka sú vyplnené kremeňom. Kryštalizovaný kremeň obsahuje niekoľko typov fluidných inklúzií. Podľa hustoty metánu v inklúziách odvodzujú Hurai et al. (1995) P-T históriu týchto hornín. Metán vznikal pri teplote 130°–155 °C, čomu zodpovedá hodnota odraznosti vitrinitu 1,4. Tlakové pomery v čase vzniku metánu dosahovali okolo 560–1 125 barov. Tento údaj naznačuje pochovanie hornín obsahujúcich tieto inklúzie pod 4–5 km hrubým stĺpcom hornín (Hurai, osobná komun., 1999). Chemické zloženie ropnej frakcie inkludovaných bitúmenov na lokalite Veľký Lipník je typické pre organickú hmotu v pokročilom štádiu vývoja, ktorá má výrazne reziduálny charakter. Značná podobnosť s bitúmenovými extraktmi z paleogénnych hornín šambronskej zóny indikuje, že uhľovodíky, ktoré cirkulovali v puklinách, neboli externého pôvodu, ale sa vylúhovali z okolitých hornín (Hurai et al., 1995).

23 a) menilitový vývoj kalovcov; b) pelokarbonáty; stredný eocén až oligocén

Južne od Spišskej Starej Vsi sa nachádzajú silno prekremenené tvrdé tmavosivé kalovce s lastúrnatým a lístkovitým lomom. Ich typová lokalita sa nachádza v obci v záreze potoka pri ceste k hotelu Cyprián. Sedimenty tvoria 5–10 m hrubé polohy v litofácii 26 – v kalovcoch hutianskeho súvrstvia. Sú nevápnité a ich vek interpretujeme len na základe ich stratigrafickej pozície. Pelokarbonáty vystupujú v severnej časti územia s. od Veľkej Lesnej. Majú typický bochníkovitý tvar. Ich pôvod prisudzujeme diagenetickým procesom.

22 kalovce s podradným zastúpením pieskocov a zlepencov; stredný eocén–oligocén

Tieto sedimenty majú na študovanom území široké rozšírenie. Na povrchu prakticky lemujú študovaný región z jeho južnej, východnej a severovýchodnej strany. V úseku od Javoriny po Ždiar sú z juhu obmedzené úzkym pásom borovského súvrstvia. Okrem týchto výskytov hutianske súvrstvie vychádza na povrch v okolí Reľova a Spišskej Starej Vsi. Vystupuje buď v priamom nadloží borovského súvrstvia, alebo zriedkavejšie tektonicky priamo nad mezozoickým podloží. Prítomnosť kalovcov sa v morfológii územia odráža hladko modelovaným pahorkatinným až vrchovinným reliéfom, ktorého energia sa náhle

Tab. 9 Obsah nanoplanktónu vo vybraných vzorkách kalovcov hutianskeho súvrstvia. Podľa E. Halásovej a B. Hamršídka.

Druh a rod	Lokality/Vek							
	Veľká Lesná/ NP 24-25	Toporec/ NP 20-21	Toporec/ str. eoc.	Bachled. dolina/ str. eoc.?	Jezersko/ NP 16	Ždiar/ str. eoc.	Bachled. dolina/ str. eoc	S. S. Ves/ NP 22-23
<i>Biantholithus sparsus</i> BRAMLETTE et MARTINI							*	
<i>Coccolithus</i> sp.			*			*		*
<i>Coccolithus eopelagus</i> (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN			*		*	*	*	*
<i>Coccolithus formosus</i> (KAMPTNER) WISE			*		*			*
<i>Coccolithus formosus</i> (KAMPTNER) LOEBLICH et TAPPAN							*	
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER			*		*	*	*	*
<i>Cribrocentrum reticulatum</i> (GARTNER et SMITH) PERCH-NIELSEN					*			
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY			*		*	*	*	*
<i>Cycoicargolithus abisectus</i> (MÜLLER) WISE	*						*	*
<i>Dicyocrites bisectus</i> (HAY et al.) BUKRY et PERCIVAL	*		*		*	*	*	*
<i>Discoaster</i> cf. <i>barbadiensis</i> TAN								
<i>Discoaster deflandrei</i> BRAMLETTE et RIEDEL		*			*	*	*	*
<i>Discoaster germanicus</i> MARTINI								
<i>Discoaster nodifer</i> (BRAMLETTE et RIEDEL) BUKRY			*		*			

Druh a rod	Lokality/Vek						S. S. Ves/ NP 22-23
	Veľká Lesná/ NP 24-25	Toporec/ NP 20-21	Toporec/ str. eoc.	Bachled. dolina/ str. eoc.?	Jezersko/ NP 16	Ždiar/ str. eoc.	
<i>Discoaster</i> sp.		*	*	*	*		*
<i>Discoaster tani</i> BRAMLETTE et RIEDEL							*
<i>Ericsonia obruta</i> PERCH-NIELSEN		*					*
<i>Ericsonia subdisticha</i> (ROTH et HAY)							
ROTH							
<i>Helicopontosphaera euphratis</i> HAQ	*					*	
<i>Helicopontosphaera</i> cf. <i>compacta</i>							
BRAMLETTE et WILCOXON							
<i>Chiasmolithus altus</i> BUKRY et							
PERCIVAL							
<i>Chiasmolithus solitus</i> (BRAMLETTE et			*				
SULLIVAN) LOCKER							
<i>Lanternithus minutus</i> STRADNER			*				*
<i>Pemna</i> sp.		*					
<i>Reticulofenestra</i> aff. <i>R. ditryoda</i>							
(DEFLANDRE) STRADNER et EDWARDS							
<i>Reticulofenestra callida</i> PERCH-							
-NIELSEN							
<i>Reticulofenestra</i> cf. <i>lockeri</i> MÜLLER		*					*
<i>Reticulofenestra hillae</i> BUKRY et			*		*		*
PERCIVAL							
<i>Reticulofenestra minuta</i> ROTH			*				*
<i>Reticulofenestra oamaruensis</i>	*						*
(DEFLANDRE) STRADNER							
<i>Reticulofenestra</i> sp.							*

Pokračovanie tab. 9

Druh a rod	Lokalita/Vek							
	Veľká Lesná/ NP 24-25	Toporec/ NP 20-21	Toporec/ str. eoc.	Bachled. dolina/ str. eoc.?	Jezersko/ NP 16	Ždiar/ str. eoc.	Bachled. dolina/ str. eoc.	S. S. Ves/ NP 22-23
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI					*			*
<i>S. moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON							*	
<i>Sphenolites radians</i> DEFLANDRE								
<i>Sphenolithes editus</i> PERCH-NIELSEN								
<i>Sphenolithus ciproensis</i> BRAMLETTE et WILCOXON	*							
<i>Sphenolithus distensus</i> (MARTINI) BRAMLETTE et WILCOXON								
<i>Sphenolithus</i> ex aff. <i>predistensus</i> BRAMLETTE et WILCOXON		*						
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON		*			*		*	*
<i>Sphenolithus radians</i> DEFLANDRE <i>Sphenolithus</i> sp.			*				*	
<i>Sphenolithus</i> sp.					*		*	
<i>Sphenolithus spiniger</i> BUKRY							*	
<i>Tribrachiatus orthostylus</i> SHAMRAI							*	
<i>Zygrhablithus bijugatus</i> (DEFLANDRE) DEFLANDRE			*	*	*		*	*

zvyšuje pri prechode do nadložného zubereckého alebo podložného borovského súvrstvia. Hrúbka hutianskeho súvrstvia v študovanom území je značná – z vrtu VR-7 (Mlyнарčík a Petrivalský, 1990) sa potvrdila jeho hrúbka 1 200 m (obr. 18), podľa seizmického rezu 753/93 dosahuje hrúbku až 1 600 m. Analýza nanoplanktónu a bentických foraminifer indikuje strednoeocénny (bartónsky) až vrchnooligocénny vek sedimentov hutianskeho súvrstvia (nanoplanktónové zóny NP 16–24/25; tab. 9).

Obsah foraminifer v študovaných sedimentoch je veľmi chudobný, čo je pravdepodobne spôsobené slabou vápnitosťou kalovcov. Vybrané vzorky ukazujú prítomnosť nasledujúcich druhov (det. A. Zlinská):

Jezersko: *Globigerina officinalis subbotina*, *Globigerina* cf. *angullisuturalis*, *Bolivina* sp. Stratigrafické zaradenie: vrchný kišcel–spodný eger.

Matiašovce: spoločenstvo veľmi drobných skorodovaných foraminifer: *Bulimina* cf. *coprolithoides* ANDREAE, *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Bolivina mola-sica* HOFMANN, *Bolivina* ex gr. *beyrichi* REUSS, *Trifarina* sp., *Cibicidoides* cf. *lopjanicus* (MYATLIUK), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Paragloborotalia* ex gr. *opima* (BOLLI). Stratigrafické zaradenie: kišcel.

Matiašovce: pyritizované jadrá s kvantitatívnu prevahou bentických foraminifer: *Bolivina* cf. *elongata* HANTKEN, *Bolivina* cf. *nobilis* HANTKEN, *Globigerina officinalis* SUBBOTINA. Stratigrafické zaradenie: vrchný eocén až kišcel.

Toporec: limonitizované rekryštalizované jadrá planktonických foraminifer: *Globigerina ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI). Stratigrafické zaradenie: oligocén.

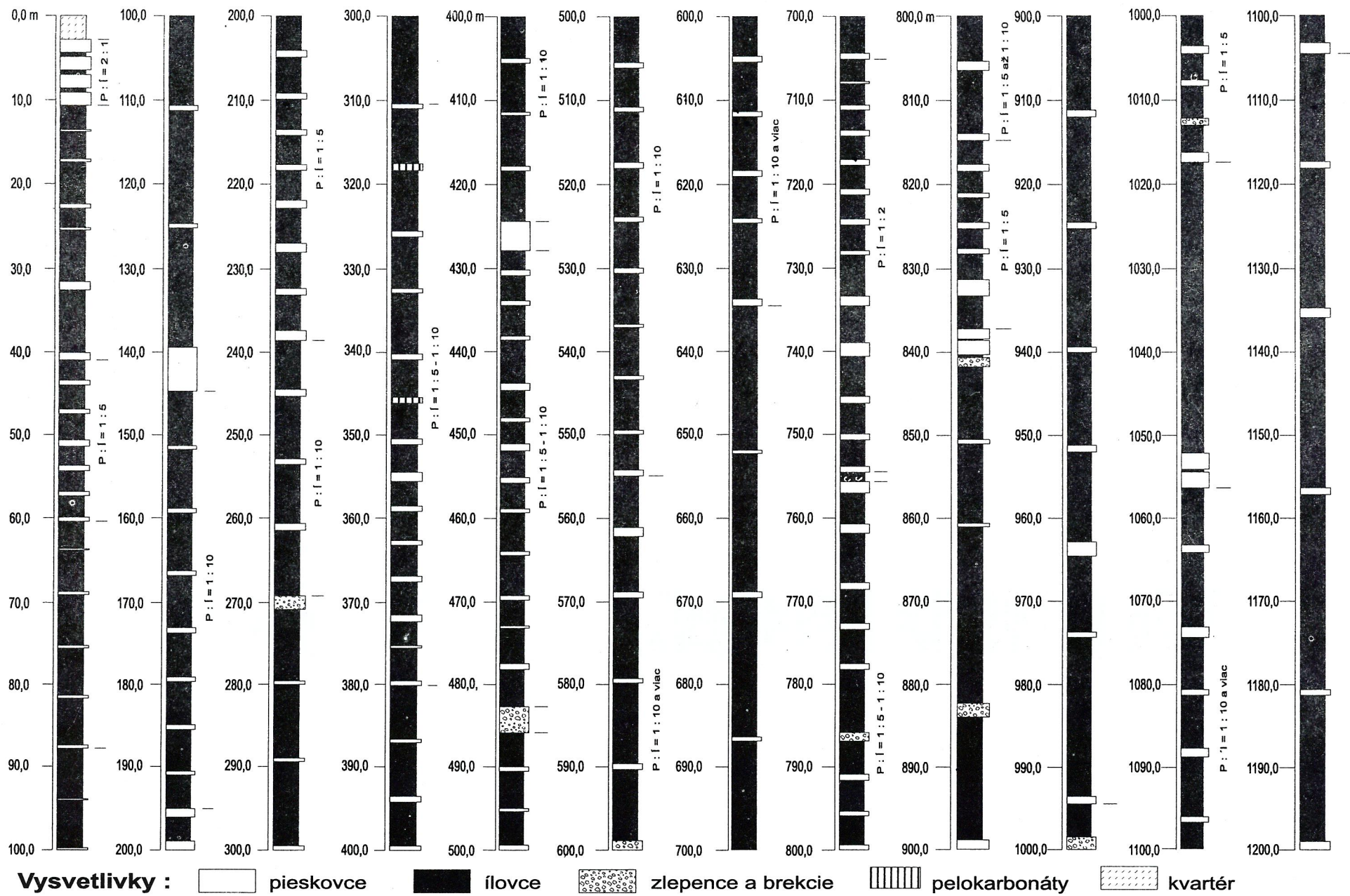
Ždiar: *Rhabdammina robusta* (GRZYBOWSKI). Stratigrafické zaradenie: od strednej kriedy po stredný eocén.

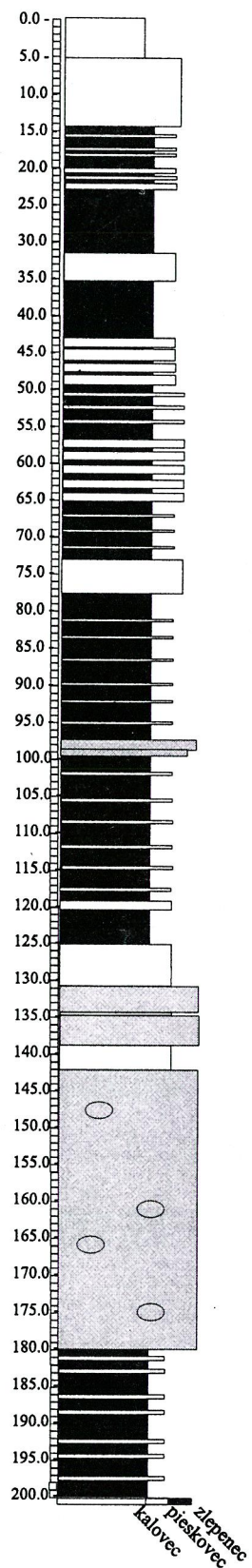
Kalovce sú tmavohnedej, hnedočiernej až čiernej farby, makroskopicky sú masívne, vo výbrusoch je však zreteľná paralelná laminácia. Z röntgenových analýz vyplýva, že hlavnými minerálmi kalovcov je kremeň a sericit, z vedľajších prevláda kalcit, dolomit, plagioklas, chlorit a pyrit. Pyrit má prevažne akcesorický charakter. Silikátová analýza vzorky kalovcov ukazuje hodnoty uvedené v tab. 10.

Zrnitostne je v kalovcoch pomerne rovnako zastúpená ílová a prachová frakcia, čo opodstatňuje termín „kalovec“, ktorý používame namiesto zaužívaného termínu „ilovec“ pre jemnozrnné sedimenty hutianskeho súvrstvia. Kalovce majú nízky obsah karbonátov, ktorý sa pohybuje okolo 7 %. Napriek ich často čiernej farbe analýza celkového organického uhlíka (TOC) ukazuje jeho priemerný obsah len okolo 1,1 %. Látkové zloženie organickej hmoty indikuje terestrický typ (III) kerogénu odvodený od vyšších kontinentálnych rastlín.

Úložné pomery kalovcov hutianskeho súvrstvia sú rôzne. V južnej časti regiónu, v oblasti medzi Ždiarom a Javorinou, je ich sklon zvyčajne 10–40° na sever. V blízkosti bradlového pásma, v oblasti medzi Spišskou Starou Vsou a Veľkým Lipníkom, sú často strmo vztýčené alebo zvrásnené. Podobne defor-

Obr. 18 Profil vrtom VR-7, ktorý navrtal sedimenty hutianskeho súvrstvia.





Obr. 19 Profil vrtnom SM-1, ktorý navrtal sedimenty hutianského súvrstvia.

mované sú aj severne od ružbašského mezozoického ostrova. Tektonické pukliny v kalovcoch v blízkosti bradlového pásma niekedy majú kremeňovo-kalcitovú výplň a vytvárajú známe marmarošské diamanty.

Tab. 10 Analýza prvkov kalovcov hutianskeho súvrstvia.

Meraná veličina	Jednotka	Lok. Bachledova dol.
Fe	%	4,36
Mn	%	0,064
Zr	ppm	154
Zn	ppm	105
Ba	ppm	401
Cu	ppm	36
Co	ppm	14
Cr	ppm	130
Ni	ppm	69
Pb	ppm	26
Sr	ppm	252
V	ppm	146
B	ppm	110
H ₂ O ⁻	%	0,72

Kalovce sa striedajú s občasnými vrstvami pieskovcov (foto 7). Pomer kalovce : pieskovce je premenlivý (obr. 19). Vo vertikálnom profile opisovanej litofácie sa interná organizácia pieskovcov mení. V spodnej časti sú vrstvy pieskovcov najčastejšie masívne a negradované, zodpovedajúce fácii F5 podľa Muttiho (1992) alebo S3 podľa Loweho (1982).

Pieskovce sú väčšinou strednozrnné. Vo vyšších častiach litofácie sa už objavujú aj jemnozrnné pieskovce, ktoré sú masívne, paralelne a čerinovo šikmo zvrstvené [Boumave (1962) jednotky T_{abcd} a T_{cd}; fácia F9 v zmysle Muttiho]. Vrstvy majú vždy ostrú bázu a sú hrubé 5–30 cm.

V kalovcoch sa nachádzajú aj polohy zlepcov. V spodnej časti tejto litofácie hrúbka vrstiev zlepcov dosahuje až 5 m, smerom do vyšších častí litofácie sa hrúbka zlepcových polôh znižuje na cca 20 cm. Báza vrstiev je erózna a ostrá, vrstvy sú často amalgamované a ťažko identifikovateľné. Prevládajú zlepecy s podpornou štruktúrou klastov (clast-supported structure). Petrografické zastúpenie jednotlivých hornín, veľkosť úlomkov a ich opracovanie sa v jednotlivých vrstvách často odlišujú. Najčastejšie sú subangulárne úlomky dolomitov a vápencov s veľkosťou od 1 cm do 40 cm. Úlomky žilného kremeňa,



Foto 7 Kalovce hutianskeho súvrstvia vo Veľkej Lesnej. Foto J. Janočko.

ktoré niekedy dosahujú až 5 cm, sú suboválné a oválne a zvyčajne tvoria 5–10 % všetkých úlomkov. Menej často sa vyskytujú úlomky kryštalinických hornín a úlomky starších paleogénnych hornín (kalovce, pieskovce a zlepenec). V týchto úlomkoch sa našli aj obliaky zlepenecov a pieskovcov s numulitovou faunou vrchnoecénneho až spodnooligocénneho veku (tab. 11).

Orientácia úlomkov v zlepencoch je náhodná. Zlepenec sú najčastejšie masívne zvrstvené, menej často sú normálne gradované. Výskyt zlepenecov sa smerom do nadložia znižuje. V tejto časti sa vyskytujú už len tenšie vrstvy jemno- až strednozrnných pieskovcov a zlepenecov, ktoré sa pravdepodobne usadili v relatívne hlbokomorskom prostredí pri stúpaní relatívnej hladiny mora. Masívne a nezreteľne paralelne laminované kalovce sa pravdepodobne ukladali vypadávaním zo suspenzie alebo zriedených turbiditných prúdov. Pieskovce sa ukladali z nízko hustotných turbiditných prúdov. Občasné polohy zlepenecov sa pravdepodobne uložili úlomkovými prúdmi generovanými búrkami na šelfe. Znížená frekvencia vrstiev zlepenecov a pieskovcov indukuje znižujúcu sa aktivitu deltových procesov na šelfe spojenú s pravdepodobnou retrogradáciou delt.

Tab. 11 Zastúpenie veľkých foraminifér v klastoch zlepencov hutianskeho súvrstvia. Podľa E. Köhlera.

Druh a rod	Lokalita/Vek					
	Ždiar/ P15	Veľká Lesná/ P15	Sp. Stará Ves/ P16	Majere/ P16	Majere/ P16	Lechnica/ P15-16
<i>Nummulites</i> aff. <i>rotularius</i> DESH.		*	*			
<i>Nummulites</i> cf. <i>brongniarti</i> D'ARCHIAC et HAIME		*	*	*	*	
<i>Nummulites fabianii</i> (PREVER)			*	*	*	
<i>Nummulites chavannesi</i> DE LA HARPE			*	*	*	*
<i>Nummulites incrassatus</i> DE LA HARPE	*		*			
<i>Nummulites</i> cf. <i>budensis</i> HANTKEN				*	*	
<i>Nummulites</i> cf. <i>garnieri</i> BOUSSAC						
<i>Nummulites</i> cf. <i>prestwichianus</i> JONES			*			
<i>Nummulites</i> cf. <i>pulchellus</i> DE LA HARPE					*	
<i>Nummulites millecaput</i> BOUBÉÉ		*	*		*	*
<i>Nummulites perforatus</i> (MONTF.)	*	*	*	*	*	
<i>Nummulites puschi</i> D'ARCHIAC	*	*	*		*	
<i>Nummulites semicostatus</i> (KAUFM.)	*			*	*	*
<i>Nummulites</i> sp.						
<i>Nummulites striatus</i> (BRUG.)		*	*			
<i>Nummulites variolaris</i> (LAMK.)	*	*	*	*	*	*
<i>Operculina alpina</i> DOUVILLÉ	*		*	*	*	*
<i>Operculina gomezi</i> COLOM et BAUZA	*	*	*	*	*	*

Pokračovanie tab. 11

Druh a rod	Lokalita/Vek					
	Ždiar/ P 15	Veľká Lesná/ P15	Sp. Stará Ves/ P16	Majere/ P16	Majere/ P16	Lechnica/ P15-16
<i>Operculina</i> sp.	*		*		*	
<i>Spiroclypeus carpaticus</i> (UHLIG)						
<i>Spiroclypeus granulatus</i> (BOUSSAC)			*			*
<i>Grzybowskia</i> sp.						
<i>Discocyclina nummultica</i> GÜMBEL			*		*	
<i>Discocyclina pratti</i> (MICHELIN)		*				
<i>Discocyclina pulcra</i> (CHECCHIA – RISPOLI)	*					
<i>Discocyclina sella</i> (D'ARCHIAC)	*		*			*
<i>Discocyclina</i> sp.		*				
<i>Discocyclina varians</i> (KAUFM.)	*		*		*	
<i>Actinocyclina</i> sp.	*					
<i>Asterocyclina</i> sp.	*		*		*	*
<i>Halgyardia minima</i> LIEBUS			*			*

Zuberecké súvrstvie

Zuberecké súvrstvie predstavuje najmladšie súvrstvie paleogénu v regióne Spišskej Magury (obr. 14). Jeho vek na základe výskytu nanoplanktónu a foraminifer, ako aj na základe superpozičných vzťahov určujeme na vrchný eocén až vrchný oligocén. Toto súvrstvie, často označované aj ako flyšové súvrstvie (Marschalko, 1965) kvôli typickému striedaniu vrstiev kalovcov a pieskovcov, sa postupne vyvíja z podložného hutianskeho súvrstvia. Hranica je stanovená konvenčne v mieste, kde sa pomer kalovcových a pieskovcových vrstiev začína vyrovnávať. Odhadovaná dnešná hrúbka súvrstvia v Spišskej Magure je asi 300 m. Pôvodnú hrúbku súvrstvia v regióne nie je možné odhadnúť, pretože jeho najvyššia časť je denudovaná.

21 zlepenec; vrchný eocén–oligocén

Zlepenec tvoria tenké polohy v „typických“ sedimentoch zubereckého súvrstvia – striedajúcich sa pieskovcov a ílovcov. Veľmi ojedinele možno nájsť aj polohu hrubú do 30 m. Zloženie zlepenecov je veľmi variabilné. Často obsahujú kryštalinické horniny, karbonáty, ale aj sedimenty paleogénu – zlepenec, pieskovce a ílovce. Ich chaotická štruktúra poukazuje na ich vznik v podmorských zosuvoch. Klasy paleogénnych zlepenecov niekedy obsahujú veľké numulity (tab. 12), ktoré sú vrchnoeocénneho až oligocénneho veku.

20 striedajúce sa tenké a stredne hrubé vrstvy pieskovcov a kalovcov; vrchný eocén–oligocén

Vrstvy kalovcov a pieskovcov sú najrozšírenejšia litofácia zubereckého súvrstvia na mapovanom území. Spôsob striedania vrstiev, ich hrúbka a pomer zastúpenia sa v rámci súvrstvia mení tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere (foto 8 a 9). Pomer kalovcov k pieskovcom je 4 : 1 až 1 : 3. Kalovce vytvárajú ostro ohraničené vrstvy hrubé 5 až 40 cm. Sú masívne a paralelne laminované, občasne sú nahradené prachovcami, ktoré sú zvyčajne čerinovo šikmo laminované. Ich paralelná laminácia je často viditeľná len pod mikroskopom. Z typickej lokality zubereckého súvrstvia v Osturni boli určené *Coccolithus formosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster barbadiensis*, *Lanternithus minutus*, *Pontosphaera multipora*, *Dictyocites bisectus*, *Pontosphaera callida* PERCH-NIELSEN, *Reticulofenestra minuta*, *Sphenolithus moriformis*, *Zygrhablithus bijugatus*, redepozity z kriedy *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Cretarhabdus* sp., *Micula decussata* VEKSHINA a *Watznaueria barnesae*. Spoločenstvo tejto fauny indikuje vek od vrcholu zóny NP16 po NP20 (tab. 13). Potvrďuje to aj prítomnosť *Discoaster*

barbadiensis a chýbanie obyčajne bežného druhu *Cribozentrum reticulatum*, čo indikuje veľmi pravdepodobne vrchnopriabónsky vek sedimentu (NP 20).

Tab. 12 Zastúpenie veľkých foraminífer v zlepenoch zubereckého súvrstvia. Podľa E. Köhlera.

Druh a rod	Lokalita/Vek		
	Osturná ?P15–P16	Haligovce P16–P17	Podspády P15–P16
<i>Nummulites fabianii</i> (PREVER)		*	
<i>Nummulites chavannesi</i> DE LA HARPE	*		*
<i>Nummulites incrassatus</i> DE LA HARPE	*	*	*
<i>Nummulites</i> cf. <i>garnieri</i> BOUSSAC		*	
<i>Nummulites</i> cf. <i>prestwichianus</i> JONES		*	
<i>Nummulites</i> cf. <i>pulchellus</i> DE LA HARPE			
<i>Nummulites millecaput</i> BOUBÉÉ	*	*	
<i>Nummulites perforatus</i> (MONTF.)	*	*	
<i>Nummulites puschi</i> D'ARCHIAC			
<i>Nummulites semicostatus</i> (KAUFM.)	*	*	
<i>Nummulites</i> sp.			
<i>Nummulites striatus</i> (BRUG.)		*	*
<i>Nummulites variolarius</i> (LAMK.)		*	*
<i>Operculina alpina</i> DOUVILLÉ		*	*
<i>Operculina gomezi</i> COLOM et BAUZA		*	*
<i>Operculina</i> sp.	*		
<i>Spiroclypeus carpaticus</i> (UHLIG)			*
<i>Spiroclypeus granulosus</i> (BOUSSAC)			
<i>Grzybowskia multifida</i>			*
<i>Grzybowskia</i> sp.		*	
<i>Discocyclina chudeaui</i> (SCHLUMB.)		*	
<i>Discocyclina nummulitica</i> GÜMBEL		*	
<i>Discocyclina pratti</i> (MICHELIN)		*	
<i>Discocyclina pulcra</i> (Cecchia – RISPOLI)		*	
<i>Discocyclina sella</i> (D'ARCHIAC)		*	
<i>Discocyclina</i> sp.	*		
<i>Discocyclina varians</i> (KAUFM.)		*	*
<i>Asterocyclina alticostata</i> (NUTTAL)		*	
<i>Actinocyclina</i> sp.		*	
<i>Asterocyclina</i> sp.		*	*
<i>Borelis</i> sp.			*



Foto 8 Striedajúce sa pieskovce a kalovce zubereckého súvrstvia. Foto J. Janočko.



Foto 9 Striedajúce sa pieskovce a kalovce zubereckého súvrstvia v Osturni. Viditeľné sú synsedimentárne vrásky. Foto J. Janočko.

Tab. 13 Obsah nanoplanktónu vo vybraných vzorkách zubereckého súvrstvia a interpretácia stratigrafického zaradenia vzoriek. Podľa E. Halásovej a B. Hamršída.

Druh a rod	Lokalita/Vek		
	Sp. Hanušovce/ NP24	Veľká Franková/ NP20	Osturňa/ NP 20
<i>Coccolithus</i> sp.	*	*	
<i>Coccolithus eopelagus</i> (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN	*		
<i>Coccolithus formosus</i> (KAMPTNER) WISE	*	*	*
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	*	*	*
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY	*	*	*
<i>Cycoicargolithus abisectus</i> (MÜLLER) WISE	*		
<i>Dictyocites bisectus</i> (HAY et al.) BUKRY et PERCIVAL	*		
<i>Discoaster</i> cf. <i>barbadiensis</i> TAN		*	*
<i>Ericsonia obruta</i> PERCH-NIELSEN	*		
<i>Lanternithus minutus</i> STRADNER	*	*	*
<i>Pontosphaera callida</i> PERCH-NIELSEN			*
<i>Reticulofenestra hillaie</i> BUKRY et PERCIVAL	*		
<i>Reticulofenestra minuta</i> ROTH	*		*
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI		*	
<i>S. moriformis</i> (BRONNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON		*	*
<i>Sphenolithus distensus</i> (MARTINI) BRAMLETTE et WILCOXON	*		
<i>Zygrhablithus bijugatus</i> (DEFLANDRE) DEFLANDRE	*	*	*

Obsah foraminifer v kalovcoch zubereckého súvrstvia je chudobný. Na základe výskytu foraminifer v jednotlivých vzorkách možno interpretovať vek celého súvrstvia ako vrchný eocén–vrchný oligocén. Vo vzorkách sa našli *Cibicides* cf. *pseudoungerianus* (CUSH.), *Virgulinea chalkophila* (HAGN), *Rhabdammina robusta* (GRZYBOWSKI); *Chilostomella ovoidea* RSS., *Tenuitella munda* (JENKINS); *Nothia latissima* (GRZYBOWSKI), *Bathysiphon microrhaphidus* SAMUEL indikujúce vrchnoeocénny až oligocénny vek sedimentov.

Charakteristika pieskovcov v rámci tejto litofácie sa mení. V oblastiach, kde je pomer kalovcov k pieskovcom väčší, sú pieskovce jemno- a strednozrné,

masívne, paralelne a čerinovo šikmo zvrstvené a zodpovedajú faciám F5 a F8 v zmysle Muttiho (1992). Hrúbka vrstiev, ktoré tvoria, zvyčajne nepresahuje 15 cm. Laterálne sú pomerne stále, vyklíňujú sa len veľmi pomaly a môžu prechádzať do sedimentov s vyšším zastúpením pieskovcov v tom istom súvrství alebo do sedimentov hutianskeho súvrstvia. Príkladom je súvislý odkryv medzi Matiašovcami a Spišskou Starou Vsou, kde sedimenty zubereckého súvrstvia prechádzajú do sedimentov hutianskeho súvrstvia. Hrúbka pieskovcových vrstiev v Matiašovciach sa na vzdialenosti 2,5 km znižuje z 15 cm na 5 cm. Báza pieskovcových vrstiev je ostrá alebo s výmoľmi (scoured), často s vývojom záťažových štruktúr. Prúdové stopy a stopy vlečenia indikujú smer paleotransportu na juhovýchod a východ.

Vzorky z pieskovcov poukazujú na prítomnosť subarkózových arenitov, sublitických arenitov, litických arenitov, arkózových drôb a litických drôb (tab. 14). Pre pieskovce zubereckého súvrstvia je charakteristická prevaha drôb nad arenitmi, monokryštalického kremeňa nad polykryštalickým a biotit nad muskovitom, premenlivý pomer plagioklasov a ortoklasu a vo väčšine vzoriek prevaha karbonátov medzi úlomkami hornín. V porovnaní s hutianskym súvrstvím je nápadný nižší podiel metamorfítov a o niečo častejší výskyt glaukonitu a organických zvyškov.

Stabilnou súčasťou všetkých spracovaných vzoriek je kremeň, tak monokryštalický (12,2–49,1 %), ako aj polykryštalický (2,8–19,6 %), a silicity (0,9 až 9,1 %). V takmer všetkých vzorkách sa nachádza karbonátovo-flovitá základná hmota (12 vzoriek, max. obsah 37,5 %), väčšinou aj úlomky karbonátov (11 vzoriek, max. 52,6 %), plagioklasy (11 vzoriek, max. 5,1 %), ortoklas (11 vzoriek, max. 4,4 %), biotit (10 vzoriek, max. 6,6 %) a uhoľná drvina (10 vzoriek, max. 4,0 %). Často je prítomný kalcitový tmel (8 vzoriek, max. 9,7 %), úlomky granitoidov (8 vzoriek, max. 2,5 %), organické zvyšky (7 vzoriek, max. 3,5 %), o niečo menej hojný je výskyt metamorfítov (6 vzoriek, max. 7,3 %), muskovitu (6 vzoriek, max. 3,5 %), glaukonitu (5 vzoriek, max. 1,4 %) a kremencov (4 vzorky, max. 3,5 %). Zriedkavo sa vyskytujú úlomky bázičných vulkanitov (2 vzorky, max. 2,2 %) a pieskovcov (2 vzorky, max. 1,1 %), ojedinele železitý tmel, závalky ílovcov a chlorit (tab. 14). Živce sú často sericitizované, biotit baueritizovaný a chloritizovaný. Organickú zložku tvoria kalcifikované a pyritizované malé foraminifery, zriedkavo aj numulity.

V opisovanej litofácii sú lokálne vyvinuté polohy zlepcov hrubé do 30 cm. Zlepence sú zvyčajne tvorené karbonátmi, žilným kremeňom a kryštalinickými horninami. Opracovanosť úlomkov je rôzna, od angulárnych (zvyčajne karbonáty) až po oválne (zvyčajne žilný kremeň). Majú masívnu štruktúru, ich báza je stále ostrá.

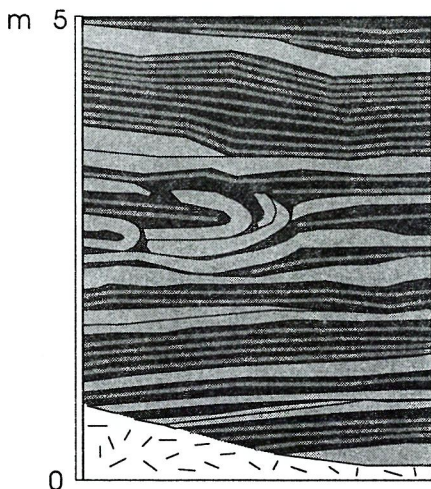
V oblastiach, kde je pomer kalovcov k pieskovcom približne 2 : 1 a 1 : 1, prevážajú strednozrné pieskovce s nevýraznou paralelnou a čerinovo-šikmou

Tab. 14 Modálne zloženie klastických sedimentov zubereckého súvrstvia (v %). Podľa Z. Siráňovej.

Zloženie	Vzorka číslo												
	94B	127B	133B	173B	196B	208B	209B	1G	19G	61aG	61bG	76G	108G
monokrystalický kremeň	49,1	45,2	16,7	31,1	36,5	40,1	42,9	39,5	44,2	36,7	12,2	43,0	36,7
polykrystalický kremeň	19,6	3,3	4,8	5,5	5,2	18,6	3,9	2,8	4,2	9,2	4,9	14,3	15,7
silicity	3,6	1,7	1,3	5,2	4,5	9,1	4,6	2,0	3,2	0,9	4,5	2,9	5,2
kremence	1,8						1,2			2,8	2,8		3,5
plagioklasy	3,6	1,0		1,7	2,1	5,1	2,3	2,8	2,1	2,1		2,9	4,9
ortoklas	4,3	1,3		2,4	1,7	4,4	1,9	3,6	2,8	0,9		2,6	3,5
karbonáty	2,1	4,0	52,6	9,0	8,7		2,3	1,6	1,8	7,0	39,0		5,2
pieskovce	1,1										0,8		
šľovce											2,0		
metamorfity	1,4		2,2		0,7	7,3	0,8			0,3	3,3		2,8
granitoidy	2,5	1,0		0,7	0,7	0,7						2,3	1,4
bázické vulkanity			2,2			1,1							
glaukonit		1,0		1,4	0,7		0,8		0,7				
muskovit				2,1	2,1		1,5	2,4	3,5			2,0	
biotit	2,5	6,6	1,3	2,4	3,5	3,6	2,7	4,0				4,3	1,7
chlorit				0,7									
uhľofná drvina	1,8	2,0	3,5	3,5	2,4		2,3	4,0	3,9	3,1	0,8		1,7
zvyšky organizmov			3,5	1,4	1,4		1,5			0,6	1,2		
základná hmota	3,9	28,1	11,8	26,0	24,3		21,6	37,5	33,6	28,1	28,5	17,2	14,0
kalcitový tmel	2,8	5,0		6,9	6,3		9,7			8,3		8,6	3,5
železitý tmel						9,9							
Q	83,2	87,4	28,6	75,2	77,8	78,5	87,7	84,8	88,5	82,7	35,1	88,6	77,4
F	8,8	4,0	0,0	7,5	6,4	11,0	7,1	12,1	8,5	5,1	0,0	8,0	10,6
L	8,0	8,6	71,4	17,4	15,8	10,5	5,2	3,0	3,0	12,2	64,9	3,4	11,9

lamináciou, alebo sú masívne. Hrúbka pieskovcových vrstiev je 5 až 70 cm. Bába vrstiev je ostrá, s výmoľmi (scoured), s častým vývojom prúdových a vlečných stôp indikujúcich smer paleotransportu na juh a juhovýchod. Občasne sa vyskytujú aj „hladujúce“ čeriny a synsedimentárne vrásky. V pieskovcoch sa našli numulity vrchného eocénu a spodného oligocénu.

Kalovcové vrstvy alternujúce s vrstvami pieskovcov sú interpretované ako medzikanálové sedimenty vyvinuté v prostredí podmorského turbiditného depozičného systému. Smery paleotransportu smerom na juhovýchod a východ naznačujú axiálnu pozíciu tohto systému v rámci bazénu. Sedimenty s pomerom kalovcov k pieskovcom 4 : 1 a 3 : 1 a tenkými vrstvami pieskovcov pravdepodobne reprezentujú distálne medzikanálové sedimenty usadené turbiditnými prúdmi preliatými cez agradačné valy kanálov (porovnaj Imperato a Nilsen, 1990; Janočka et al., 1998; Janočka a Jacko, 1999). Sedimenty s viac-menej rovnakým pomerom kalovcových a pieskovcových vrstiev, ako aj s hrubšími pieskovcovými lavicami, synsedimentárnymi vrásami a „hladujúcimi“ čerinami (obr. 20) indikujú sedimentáciu na svahu agradačného valu nachádzajúceho sa bližšie k distribučnému kanálu turbiditného systému.

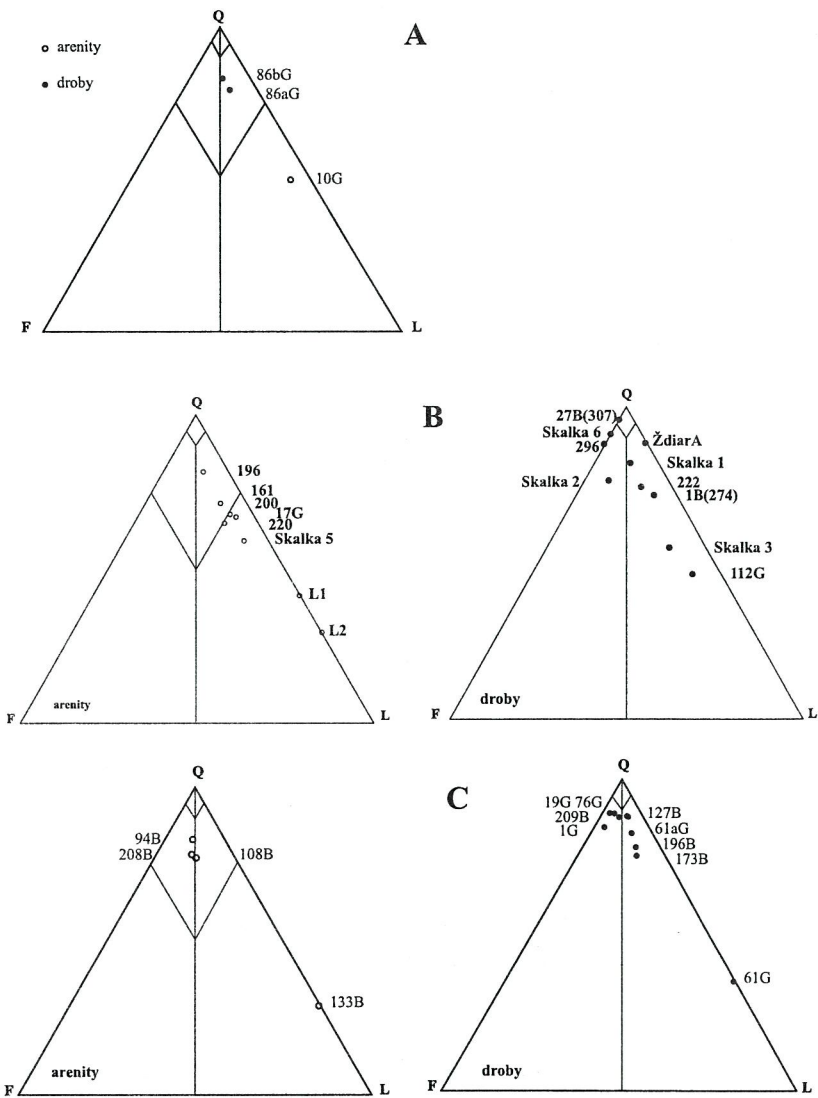


Masívne zlepence s ostrou bázou sú interpretované ako sedimenty podmorských zosuvov alebo úlomkových prúdov vznikajúcich svahovými poruchami na šelfe. Prítomnosť extrabázového materiálu v týchto zlepencoch (úlomky kryštalinika) naznačuje progradáciu delt, pravdepodobne spojenú s poklesom relatívnej výšky morskej hladiny.

Obr. 20 Náčrt vývoja sedimentov zubereckého súvrstvia v Osturni. Zreteľné sú synsedimentárne vrásky indikujúce pozitívny reliéf počas sedimentácie. Podľa J. Janočka.

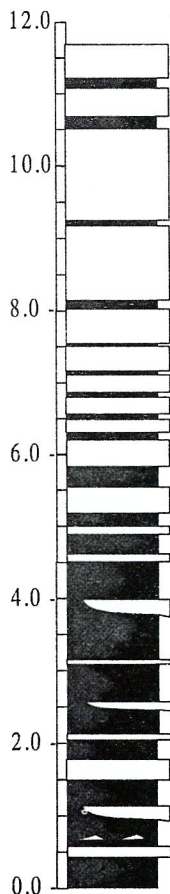
19 kežmarské vrstvy: pieskovce a kalovce; spodný a vrchný oligocén

Severne od obce Veľký Lipník, západne od kóty 1 107 a v oblasti Vojnianskej hory vystupujú vrstvy striedajúcich sa pieskovcov a kalovcov. Pieskovec je stredno- až hrubozrnný, masívny, niekedy normálne gradovaný, prechádzajúci z hrubozrnného do strednozrnného pieskovca (tab. 15, obr. 21). Typová lokalita tejto litofácie je 11,0 m vysoký zárez lesnej cesty východne od potoka Šoltýska



Obr. 21 Ternárny diagram pieskvcov z borovského, hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Podľa Z. Siráňovej.

(obr. 22). V tomto odkryve stúpa hrúbka pieskovcových vrstiev smerom hore asi od 10–15 cm na 120 cm a zároveň klesá zastúpenie kalovcov. V spodnej časti občasne vidieť „hladujúce“ čeriny a vykľiňovanie pieskovcových vrstiev, čo pripomína vývoj typických kežmarských vrstiev v Levočskom pohorí (Janočko et al., 1998). Sedimenty kežmarských vrstiev pravdepodobne vznikali v prostredí kanálov a agradačných valov turbiditných systémov (Janočko et al., l. c.).



Obr. 22 Typická sedimentárna postupnosť sedimentov kežmarských vrstiev v študovanom regióne. Zreteľný je smerom nahor hrubnúci trend pieskovcových vrstiev. Biela farba označuje pieskovce, čierna kalovce. Podľa J. Janočka.

Tab. 15 Modálne zloženie pieskovca kežmarských vrstiev v (%). Podľa Z. Siráňovej.

Zastúpenie	Vzorka č.
	296
monokryštalický kremeň	40,6
polykryštalický kremeň	3,7
silicity	4,8
kremence	
plagioklasy	3,7
ortoklas	3,0
karbonáty	
pieskovce	
florce	
metamorfity	
granitoidy	
bázické vulkanity	
kyslé vulkanity	
glaukonit	1,1
muskovit	
biotit	7,4
pyrit	
uhľová drvina	7,4
zvyšky organizmov	
základná hmota	22,9
kalcitový tmel	5,5
Q	88,1
F	11,9
L	0,0

Napriek tomu, že sedimenty kežmarských vrstiev zvyčajne indikujú skončenie sedimentácie zubereckého súvrstvia a nástup sedimentov bielopotockého súvrstvia (Gross, 1998), zmapovaná pozícia kežmarských vrstiev poukazuje na pokračujúci vývoj zubereckého súvrstvia nad nimi.

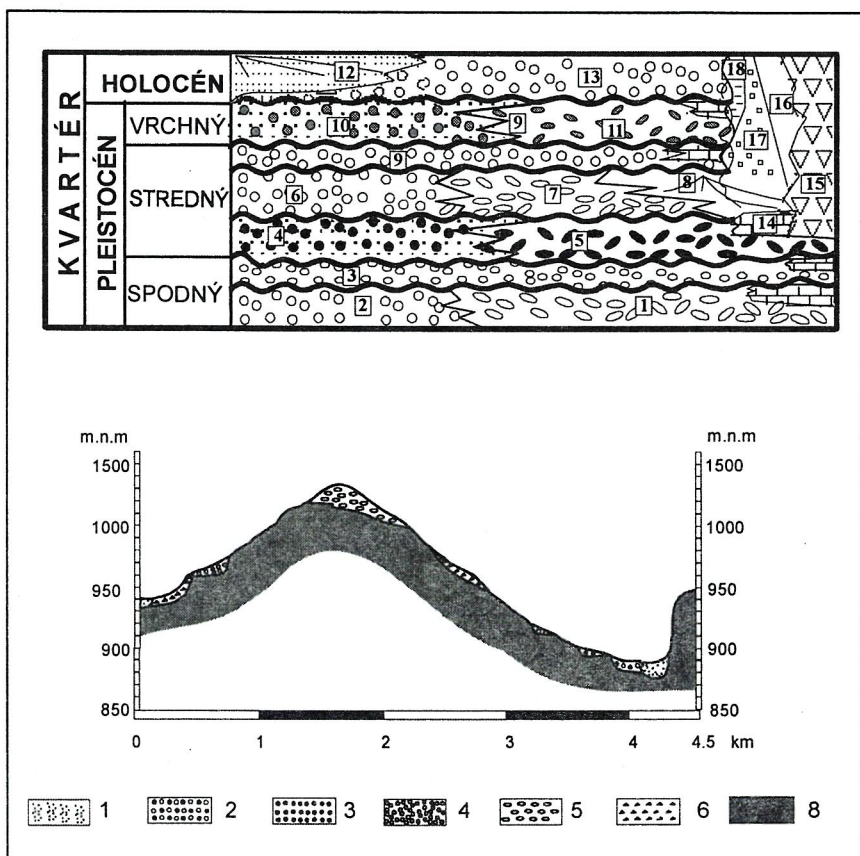
KVARTÉR

Kvartérne sedimenty v regióne Spišskej Magury sú významnejšie akumulované v riečnych dolinách pokračujúcich z územia Tatier, ale aj v dolinách riek prameniacych v samotnom študovanom území. Veľké rozšírenie fluviálnych sedimentov pozorujeme aj v doline rieky Poprad, ktorej ľavobrežie ešte patrí do študovaného regiónu. Doliny pokračujúce z oblasti Tatier, t. j. na sever smerujúca Bielovodská dolina a dolina Javorinky (s medziriečím), ako aj riečky Biela, charakterizuje prevaha glaci-fluviálnej sedimentácie v predpolí Tatier. Vertikálna erózia v pleistocéne spôsobila vývoj terasových stupňov s akumuláciou týchto glaci-fluviálnych sedimentov. Analógom terasových stupňov v Bielovodskej doline a doline Javorinky sú fluviálne terasové stupne, reliktné vyvinuté najmä v doline Dunajca, Rieky a Osturnianskeho potoka.

Pomerne dobre zachovaný terasový systém nám umožnil identifikovať vývoj územia počas kvartéru a stratifikovať glaci-fluviálne a fluviálne sedimenty. Na základe morfostratigrafických kritérií a charakteru sedimentov sme v študovanom území rozlíšili sedimenty starého, stredného a mladého pleistocénu a holocénu (obr. 23). Pretože pri vyčleňovaní jednotlivých kvartérnych stupňov sme sa opierali najmä o morfostratigrafiu terasových stupňov a náplavových kužeľov, pri súčasnom stave poznatkov uprednostňujeme začleňovanie sedimentov do jednotlivých eróznno-akumulačných cyklov označovaných číslami. Starý pleistocén označujeme ako PI, stredný pleistocén ako PII a mladý pleistocén ako PIII. Ak v jednotlivých obdobiach pleistocénu vytvorili terasy viaceré stupňov, tieto stupne sú označené číslami. Na študovanom území sa nachádza 6 terasových stupňov, z ktorých dva patria do starého pleistocénu, tri do stredného pleistocénu a jeden do mladého pleistocénu (tab. 16, obr. 23).

Tab. 16 Označenie terás, relatívna výška ich báz a stratigrafické zaradenie. Zostavil J. Janočko.

Označenie terasy	Rel. výška bázy terasy	Vek terasy
PIII-1	-2 až -6	vrchný pleistocén
PII-3	0,5-1	stredný pleistocén
PII-2	2-17	stredný pleistocén
PII-1	25-25	stredný pleistocén
PI-2	45	spodný pleistocén
PI-1	75-50	spodný pleistocén



Obr. 23 Litostratigrafická kolónka kvartérnych sedimentov v študovanom regióne a profil kvartérnych sedimentov v oblasti Tatranskej Javoriny (zostavil J. Janočko). Litostratigrafická kolónka: 1 – glaciľuviálne sedimenty terasy PI-1, 2 – ľuviálne sedimenty terasy PI-1, 3 – glaciľuviálne sedimenty terasy PI-2, 4 – ľuviálne sedimenty terasy PII-1, 5 – glaciľuviálne sedimenty terasy PII-1, 6 – ľuviálne sedimenty terasy PII-2, 7 – glaciľuviálne sedimenty terasy PII-2, 8 – proľuviálne sedimenty kužľa PII-2, 9 – ľuviálne sedimenty terasy PII-3, 10 – ľuviálne sedimenty terasy PIII-1, 11 – glaciľuviálne sedimenty terasy PIII-1, 12 – proľuviálne sedimenty, 13 – ľuviálne sedimenty, 14 – travertíny, 15 – svahové kamenito-hlinité sedimenty, 16 – svahové sedimenty – hliny, 17 – hlinito-kamenité sedimenty, 18 – ľuviálno-deluviálne sedimenty; geologický profil: 1 – holocénne ľuviálne sedimenty, 2 – sedimenty terasy PIII-1, 3 – sedimenty terasy PII-3, 4 – sedimenty terasy PII-2, 5 – glaciľuviálne sedimenty terasy PI-1, 6 – svahové sedimenty, 7 – predkvartérne horniny.

Nečlenený kvartér

V študovanej oblasti sem patria rozličné typy svahovín a travertíny. Svahoviny sú reprezentované rozličnými genetickými a litologickými typmi, z ktorých prevládajú deluviálne a fluviálno-deluviálne sedimenty. Menšie rozšírenie majú polygenetické svahové hliny.

18 travertíny a penovce

Travertíny sa vyskytujú najmä v oblasti Vyšných Ružbách, kde je ich pôvod viazaný na reaktivované tektonické línie ohraničujúce ružbašský mezozoický ostrov. Travertíny tu vytvárajú typické morfolgické tvary – kopy, kaskády a krátery. Podľa podrobných stratigrafických štúdií Kovandu (1971), Ložeka (1973) a Vaškovského (1977) ich vývoj možno sledovať v jednotlivých interglaciáloch od hranice starého a stredného pleistocénu (G/M interglaciál) až po holocén. Lokalita Modzole je gүнzko-mindelského veku (Kovanda, 1971; Vaškovský, 1977), lokalita Horbek je podľa tých istých autorov mindelsko-risského veku a lokalita Dzeravá skala je rissko-würmského veku. Travertíny vyskytujúce sa v samotných kúpeľoch sú holocénne. Vývoj travertínov pokračuje aj v súčasnosti. Okrem Vyšných Ružbách bodové výskyty travertínov možno nájsť aj na niektorých lokalitách, kde sú vždy viazané na tektonické línie.

Geologicky významný výskyt travertínov je pred vyústením pravostrannej doliny Lipníka vo Veľkom Lipníku, kde je na ploche 40 m² asi 3-metrová vrstva bielych, veľmi poréznych travertínov. Tieto travertíny podľa spôsobu vystupovania nesúvisia s tektonickou aktivitou. Sú produktom vyzrážania uhličitanov z po-
točnej vody.

17 svahové sedimenty: hliny

Svahové hliny (sčasti zamokrené) sú výrazné na svahoch Bielovodskej doliny (oblasť Ráztoky), ale aj na ľavobreží Javorinky, kde tvoria pokryv štrkov vrchnej terasy, a pri Javorine. Ich hrúbka môže dosahovať 4 m. Veľké plochy zaberajú na svahoch tvorených kalovcami a pieskovcami hutianskeho a zubereckého súvrstvia, napr. pri Toporci. Hliny sú zvyčajne masívne, len ojedinele možno pozorovať paralelnú lamináciu vznikajúcu pomalým tečením sedimentu po svahu.

16 svahové sedimenty: kamenito-hlinité

Tento typ sedimentov je rozšírený na úpäti svahov a v úvalinovitých dolinách (suchých a odvodňovaných). Sedimenty, ktoré vznikali svahovými procesmi, sú tvorené hlinami a piesčitými hlinami s miestne varujúcou prímесou úlomkov hornín a štrkov.

15 svahové sedimenty: hlinito-kamenité: a) osypové kužele

Hlinito-kamenité sedimenty sa nachádzajú v podhorí Belianskych Tatier. Vznikajú komplexnými procesmi, opadávaním zvetraných úlomkov zo strmých skalných stien a ich následným premiestňovaním plošným splachom, plazením, resp. soliflukciou. Tvoria ich prevažne angulárne a subangulárne úlomky karbonátov pochádzajúcich z bezprostredného podložia. Medzernú hmotu tvoria ílovité a prachovité hliny. Hrúbka týchto svahovín je veľmi nepravidelná a závisí od reliéfu podložia. Predpokladáme maximálnu hrúbku týchto sedimentov 5 m.

a) Osypové kužele

Tieto sedimenty sa nachádzajú v oblasti bradlového pásma na úpätí strmých zrázov. Sú to typické gravitačné sedimenty vznikajúce zvetrávaním materskej horniny a nasledujúcim gravitačným transportom. Sediment tvoria balvany a ostrohranné úlomky jurských vápencov a rádiolaritov. Najväčšie kužeľové osypy sú na južnom úpätí haligovského bradla, menší výskyt je na j. úpätí bradla Rabštín na poľskej hranici. Hrúbka týchto sedimentov miestami dosahuje až 10 m.

14 fluviálno-deluviálne sedimenty: hliny s úlomkami hornín

Tieto sedimenty boli uložené v záveroch dolín alebo v plytkých, úvalinovitých dolinách s občasnými tokmi, ktoré prepracovali svahové sedimenty vytvorené počas suchších období. Sedimenty sú charakteristické striedaním hlinitoúlomkových a hlinitých polôh alebo „plávajúcimi“ blokmi v hlinitej medzernej hmote. Hrúbka týchto sedimentov zvyčajne nepresahuje 2 m.

Pleistocén

Spodný pleistocén

13 glacifluviálne sedimenty: reziduálne hrubozrnné štrky terasy P1-I

Tieto sedimenty sa vyskytujú v prítatranskej oblasti na vrcholovej plošine vyvýšeniny medziriečia Bielovodskej doliny a doliny Javorinky nad obcou Javorina, t. j. na plošine poľovníckeho zámočka s plochou asi 0,3 km². Relatívna výška bázy sedimentov je asi 60 m nad súčasnou nivou Javorinky.

Sediment v reziduálnom alebo plytkom povrchovom výskyte predstavujú štrky a obliaky prevažne veľmi hrubej až balvanovitej frakcie (priemer 10–15 až 25 cm). Sú stredne až dobre opracované a až veľmi silno navetrané (granitoidy). Zastúpené sú granitoidy, kremence (kremenné pieskovce), zriedkavo rozvetrané a poloopracované miestne paleogénne pieskovce, resp. aj karbonatické horniny. Úložné štruktúry pre zvyškovosť sedimentu nie sú zachované.

Predpoklad glaciálu genézy obliakov a štrkov nie je zatiaľ priamo doložený. Nielen podľa materiálu výnosu, ale aj podľa polohy, pozície a iných indícií je však pravdepodobná, rovnako aj vznik plošiny a sedimentu počiatkom kvartéru.

12 fluviálne sedimenty: hrubozrnné až balvanovité štrky terasy PI-1

Do starého pleistocénu zaraďujeme aj dva malé výskyty štrkovej akumulácie zachované južne od Červeného Kláštora v doline potoka Jordanec a reliktné zvyšky terasy zachované západne od Nižných Ružbách. Štrky ležiace približne 50 m nad povrchom súčasnej nivy potoka sú tvorené suboválnymi, silno zvetranými pieskvcami s priemerom do 10 cm, pri Ružbachoch je materiál polymiktný. Hrúbka akumulácie je do 0,5 m.

11 glaciálu sedimenty: hrubozrnné štrky terasy PI-2

Nachádzajú sa na terasovej plošinke na severnom okraji plošiny zámočka v Javorine (vrcholovej). Vo vzťahu k nej sú asi o 15 m relatívne nižšie a akumulácia je menšia. Zachovanosť sedimentu je malá, ale štrky a obliaky sú podobné.

Relatívna výšková pozícia svahovej terasy (v postupnosti stupňov) spolu s ďalšími indíciami umožňuje predpoklad rovnakej genézy štrkov ako na plošine zámočka a predpoklad stratigrafického zaradenia do bezprostredne nasledujúceho erózo-akumulačného cyklu.

Stredný pleistocén

10 glaciálu sedimenty: hrubozrnné štrky terasy PII-1

Vyskytujú sa asi 1 km na Z od Podspádov, na svahu medziriečia (v rezervácii), a najmä v dlhom páse terasy na svahoch Bielovodskej doliny (pravobrežie). Západne od Podspádov tvorí svahovú terasu, ktorá leží v priamej postupnosti stupňov v úrovni pod opísanými staropleistocénnymi stupňami. Indikuje ju (okrem stupňa reliéfu) aj okrajový pás štrkov, lebo vlastný stupeň je prekrytý mladšími svahovými hlinami (pod ktorými je predpoklad výskytu podstatnej časti terasových štrkov). V Bielovodskej doline je báza terasy približne 25 m nad súčasnou nivou rieky Biela voda. Terasa je morfológicky veľmi výrazná.

Štrky sú hrubé až balvanovité (\varnothing 5–10 cm, \varnothing 10–15–25 cm), s viditeľnou prímiesou drobnejších obliakov. Z hornín prevažujú granitoidy a kremence, menej sa vyskytujú rôzne karbonatické horniny. Medzernú hmotu tvorí netriedený piesok.

9 fluvialne sedimenty: piesčité štrky terasy PII-1

Tvoria akumuláciu reliktného terasového stupňa na oboch brehoch Osturnianskeho potoka v obci Osturnia a takmer súvislý pás terasového stupňa po pravej strane riečky Rieka pretekajúcej cez Matiašovce a Spišskú Starú Ves. Relikt tejto terasy vidieť aj západne od Červeného Kláštora pri sútoku potoka Jordanec a rieky Dunajec. Akumulácie týchto terás sú hrubé do 0,5 m a tvoria ich suboválne obliaky pieskovec. Morfostratigrafické kritériá poukazujú na príslušnosť k tomu istému akumuláčnemu cyklu ako opísané glacifluviálne štrky.

8 glacifluviálne sedimenty: hrubozrnné štrky terasy PII-2

Glacifluviálne sedimenty vyššej časti stredného pleistocénu tvoria terasový stupeň rozšírený najmä na ľavobreží doliny Javorinky (úsek Javorina-Vojtasová, štátna hranica). Je to predovšetkým dlhá terasa od Javoriny po Podspády-Vojtasovú (horáreň) lemujúca štátnu hradsú na Nowy Targ v Poľsku. Báza štrkov tejto terasy v smere toku je relatívne asi +2 až 0 m nad súčasným tokom Javorinky. Hrúbka štrkovej akumulácie terasy po toku je od 10–15 m až po 7 až 10 m (pri vnútornom okraji terasy klesá až na 5 m).

Akumuláciu tvoria rôznozrnné piesčité štrky. Vo východoch bolo možné vidieť prevahu stredných a hrubých štrkov (\varnothing 2–5–10 cm) nad inak hojnými veľmi hrubými štrkami (\varnothing 10–15 cm). Balvanovitá frakcia je zriedkavá, rovnako štrky drobnejšie ako s \varnothing 2 cm. Typický je vcelku čerstvý vzhľad štrkov, rôzny stupeň opracovania a polymiktnosť. Zastúpenie hornín: granitoidy, rozličné kremence, silicity, karbonátické horniny, resp. mäkké paleogénne pieskovce.

Štrková akumulácia terasy je zvodnená, čo platí aj pre sútokovú terasu Javorinky a Bielej vody.

Ďalší výskyt týchto sedimentov je ľavobrežie riečky Biela medzi Lendakom a Slovenskou Novou Vsou. Predpokladáme, že aj tu, podobne ako pri Podspádoch, bola hlavná časť materiálu dotovaná ľadovcom Bielovodskej doliny. Akumuláciu tvoria dobre opracované obliaky granitoidov a karbonátov, ale aj materiál paleogénnych hornín Spišskej Magury – pieskovce, kalovce a zlepenec. Výška bázy terasy je cca 15 m nad hladinou riečky Biela.

7 fluvialne sedimenty: piesčité štrky terasy PII-2

Tieto sedimenty tvoria takmer súvislý pás terasového stupňa po ľavej strane riečky Rieka pretekajúcej cez Matiašovce a Spišskú Starú Ves. Relikt tejto terasy vidieť aj západne od Červeného Kláštora pri sútoku potoka Jordanec a rieky Dunajec, jz. od obce Nižné Ružbachy (dolina Popradu), ako aj v doline Osturnianskeho potoka v Osturni. Hrúbka akumulácie týchto terás je premenlivá – od

0,5 m pri potoku Jordanec až po 10 m v doline Popradu. Výška bázy akumulácie je 7–17 m nad súčasným tokom. Sedimenty sú tvorené suboválnymi obliakmi pieskovcov a kalovcov, v doline Popradu je petrografické zloženie pestrejšie – k paleogénnym horninám (pieskovce, kalovce, zlepence) pribúda aj materiál donášaný z Tatier – karbonáty a granitoidy. Morfostratigrafické kritériá poukazujú na príslušnosť k tomu istému akumuláčnemu cyklu ako glacifluviálne štrky.

6 proluviálne sedimenty: zahlinené štrky kužel'a PII-2

Proluviálne sedimenty stredného pleistocénu, ktoré možno vekovo porovnať s terasovými sedimentmi vyššej časti stredného pleistocénu PII-2, sú vyvinuté po pravej strane rieky Poprad. Sedimenty boli donášané prítokmi Popradu, ktoré pramenia v oblasti Spišskej Magury. Sedimenty sú tvorené zahlinenými úlomkami pieskovcov a kalovcov. Ich hrúbka nepresahuje 5 m.

5 fluviálne sedimenty: piesčité štrky terasy PII-3

Nižší stupeň strednopleistocénnej terasy bol zmapovaný severne od Bušoviec. Báza fluviálnej akumulácie, ktorá bola uložená riečkou Biela, je 0,5–1 m nad úrovňou hladiny riečky. Tvoria ju dobre opracované, suboválne obliaky granitoidov, kremence, pieskovce a kalovce. Hrúbka akumulácie dosahuje cca 5 m.

Vrchný pleistocén

4 glacifluviálne sedimenty: hlinito-piesčité štrky, hrubozrnné až balvanovité štrky terasy PIII-1

Glacifluviálna štrková akumulácia dnovej výplne Bielovodskej doliny i doliny Javorinky je prakticky v celých opisovaných úsekoch dolín. Nachádza sa v dolinnej nive tokov, má väčšiu hrúbku (presný údaj nezistený) a je silno zvodnená. Tvoria ju piesčité, hlinito-piesčité a piesčité štrky s prevahou hrubých až balvanovitých obliakov, ale zrnitostne netriedených. Z hornín sú zastúpené granitoidy, kremence, menej karbonatické horniny, silicity, mäkké paleogénne pieskovce a iné.

Opísané sedimenty sa nachádzajú aj po pravej strane riečky Biela medzi obcami Výborná a Bušovce. V tejto časti tvoria nízku terasu, ktorej materiál bol dotovaný z ľadovcov. Hrúbka tejto akumulácie zvyčajne nepresahuje 5 m.

Opísaná akumulácia v oboch tokoch má glacifluviálny charakter a v terasovej klasifikácii predstavuje tzv. dnovú štrkovú akumuláciu. Toto posledné glacifluviálne zaštrkovanie dolín (výnos z morén pod ľadovcami oboch dolín v poslednom zaľadnení Tatier) sa udialo v najmladšom glaciálnom stupni pleistocénu.

3 fluviálne sedimenty: piesčité štrky terasy PIII-1

Podobne ako v prípade glaci-fluviálneho analógu, tieto štrky tvoria dnovú výplň väčších tokov a malé relikticky najnižších terás. Báza terasy je identická s dnovou výplňou; zvyčajne sa pohybuje od -2 do -6 m. Ich zloženie je dané aj miestnym zdrojom – v Osturnianskom potoku, potoku Biela pretekajúcom cez obec Ždiar, potoku Lipník a v doline Popradu sú hojne zastúpené horniny paleogénu. Hrúbka dnovej výplne je rôzna – v doline Popradu dosahuje až 6 m, v dolinách menších riek a potokov je jej hrúbka 1–2 m.

Holocén

2 proluviálne sedimenty: hliny so štrkami

Výnosové ploché náplavové kužele sa vytvorili v holocéne pri vyústení menších potokov a roklín do dolín hlavných riek. Tvorí ich zväčša miestny materiál – hliny s úlomkami paleogénnych pieskovcov a tatranské štrky (granitoidy, kremence i karbonáty a paleogénne pieskovce).

1 fluviálne sedimenty: hlinité, hlinito-štrkovité až s balvanovitými obliakmi

Holocénne nivné sedimenty vcelku sú vyznačené na mape vo všetkých údolných nivách tokov. Sedimenty súčasných nív sú miestne litologicky veľmi variabilné. Nivy Bielej vody, Javorinky a Popradu tu majú prevahu hlin a piesčitých hlin s menším zastúpením štrkov, pri báze nivného horizontu i balvanovitých obliakov. Hrúbka horizontu je 0,5 až maximálne 2,0 m. V podloží je dnová štrková akumulácia mladého pleistocénu. Naproti tomu, potoky majú často hlinito-štrkovitú nivnú polohu bez prechodu do pleistocénnych štrkov výplne, ktoré prakticky absentujú (lebo boli v postglaciáli resedimentované).

Uvedená pozícia (na dnovej štrkovej akumulácii) a jemnejší litofaciálny charakter nivných sedimentov (občas i s humóznymi polohami) udáva ich holocénny vek.

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Tektonické pomery Spišskej Magury

Región Spišská Magura je súčasťou centrálnokarpatského paleogénneho bazénu, ktorý je najsevernejšou morfoštruktúrou centrálnych Západných Karpát. Región je tektonicky ohraničený z JZ morfoštruktúrou Vysokých Tatier, z JV podtatransko-ružbašským zlomovým systémom a na SV bradlovým pásmom. Už z toho vyplýva, že v tejto oblasti bola silno zastúpená tektonická aktivita, ktorá značne ovplyvnila predovšetkým okrajové časti bazénu. Preto pri opise tektonických pomerov sme rozdelili študované územie na viacero etáp:

- *etapa formovania bazénu Spišskej Magury,*
- *etapa formovania okolia podtatransko-ružbašského zlomového systému,*
- *etapa formovania okolia pribradlovej oblasti,*
- *etapa formovania styku sedimentov paleogénu s karbonátmi Vysokých Tatier,*
- *etapa formovania spoločných tektonických štruktúr v rámci celého paleogénneho bazénu Spišskej Magury.*

Vyčlenené etapy sú zamerané na špecifické oblasti v rámci regiónu. V poslednej etape sú opísané všetky významné regionálne tektonické línie podľa možnej časovej súslednosti, ktoré segmentujú sedimenty paleogénu Spišskej Magury a priľahlé oblasti opísané v rámci jednotlivých etáp.

Etapa formovania bazénu Spišskej Magury

Formovanie centrálnokarpatského paleogénneho bazénu v oblasti Spišskej Magury súvisí s násunom príkrovov Západných Karpát. Predstavuje to najstaršiu deformačnú etapu študovaného regiónu. Čas násunu nie je jednoznačne doložený, ale na základe posledných doložených karbonátov spodného turónu v obale Vysokých Tatier (Nemčok et al., 1993) sa predpokladá vrchný turón. Na tieto karbonáty sú diskordantne uložené eocénne sedimenty paleogénu Spišskej Magury. Svedčí to o dlhej erózii medzi spodným turónom a stredným eocénom (Janočko a Jacko, 1999).

Z týchto poznatkov vyplýva, že po vrchnokriedovom nasunutí podložie tvorí presunutá paleoalpínska jednotka – krížňanský príkrov, ktorú geofyzikálne doložili Masaryk et al. (1995). Dlhý čas erózie otvoril priestor na formovanie novovznikajúceho bazénu. Jeho bázu dnes reprezentujú bazálne konglomeráty borovského súvrstvia.

Ďalší vývoj bazénu súvisí so sedimentáciou hutianskeho súvrstvia vo vrchnom eocéne až vrchnom oligocéne (zóny NP 16–24; Janočko a Jacko, 1999), tvoreného čiernymi až čiernosivými kalovcami a tenkovrstvovými pieskovecami. V nich, najmä v jz. časti územia, sú často zastúpené polohy zlepcov. Doteraz prijímaná koncepcia uvažuje o náhlom ponorení bazénu, v ktorom sa akumulovali sedimenty hutianskeho súvrstvia (Baráth et al., 1997; Buček et al., 1998). Chýbanie sv.-jz. poklesových zlomov v bazálnom, borovskom súvrství, ktoré by mali sprevádzať ruptúrny pokles bazénu, však naznačujú relatívne kontinuálnu subsidenciu bazénu počas eocénu až vrchného oligocénu.

Ďalšou etapou, ktorú môžeme sledovať v študovanom bazéne, je sedimentácia zubereckého súvrstvia v období vrchného eocénu až vrchného oligocénu. Pre súvrstvie je typické striedanie pieskovcov a kalovcov uložených z turbiditných prúdov.

Po sedimentácii zubereckého súvrstvia bazén vyplnili sedimenty bielopotockého súvrstvia, ktoré sme síce v študovanom území nezmapovali, ale ich vývoj je jednoznačne doložený j. od podtatransko-ružbašského zlomu v Levočských vrchoch. Neprítomnosť týchto sedimentov spájame s intenzívnym výzdvihom paleogénu Spišskej Magury, čo rozoberieme pri ďalšej etape vývoja bazénu.

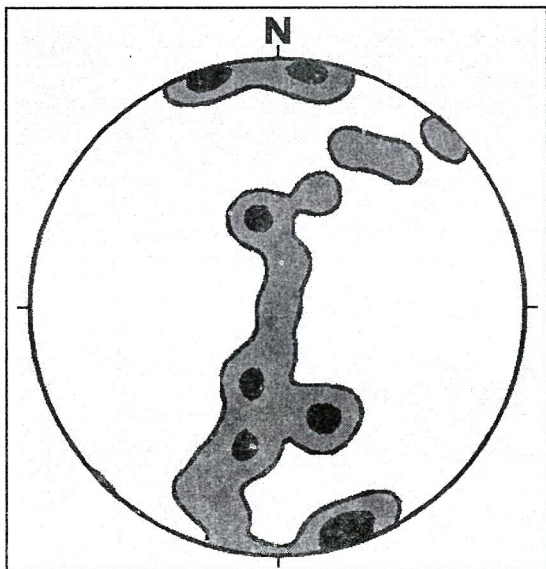
Etapa formovania okolia podtatransko-ružbašského zlomového systému

Podtatransko-ružbašský zlomový systém v študovanom území ohraničuje jv. okraj paleogénu Spišskej Magury. Ide o výraznú tektonickú štruktúru, na ktorej je vyzdvihnutá hrasť ružbašského mezozoika a v západnej časti výrazná elevačná morfoštruktúra Vysokých Tatier. Táto dislokačná štruktúra v minulosti zaujala už viacerých geológov, ktorí mali rozdielne názory na charakter podtatranského zlomového systému. Geologická obec všeobecne považovala podtatransko-ružbašský zlomový systém za prešmykovú štruktúru (Matějka, 1935; Koutek, 1936; Gorek, 1954; Andrusov, 1958, 1968; Chmelík et al., 1963; Fusán et al., 1963; Maheľ et al., 1967; Gross, 1973; Nemčok et al., 1993; Hrušecký et al., 1995), pričom Gross et al. (1980) na základe profilu vrtu CH-1 uvažujú o jeho poklesovom charaktere. Čas aktivácie zlomu – výzdvihu – bol určený na základe FT veku granitoidných hornín, ktoré poukazujú na rozhranie stredného a vrchného miocénu (15 mil. rokov; Král, 1977).

V súčasnosti sa predpokladá, že na tomto zlome boli minimálne tri deformačné etapy (Jacko a Janočko, 2001), ktoré výrazne ovplyvnili kinematiku v okolí zlomového systému:

Najstaršia deformačná etapa súvisela s kompresiou ssz.-jjv. smeru, v ktorej sa vytvárali prešmyky sv.-jz. smeru. Korenšponujú s regionálnym priebehom podtatranského zlomového systému.

Maximálna extenzná zložka σ_3 pôsobila v smere SSV–JJZ, pričom v tomto smere vznikali extenzné tektonické štruktúry s.-j., resp. sv.-jz. smeru vyplnené kalcitom. Výsledkom tejto etapy sú aj detailne prevrášnené súvrstvia paleogénu (obr. 24) v priokrajovej zóne v okolí ružbašského mezozoika, kde máme vyzúčené až ležaté vrásky s priebehom osi vrásky vsv.-zjz. smeru.



Obr. 24 Distribúcia pólrovovitosti sedimentov paleogénu s. od ružbašského mezozoika. Podľa S. Jacka ml.

Druhá paleonapät'ová etapa je charakterizovaná kompresiou v.-z. smeru, pri ktorej vznikali dextrálne posuny sz.-jv. smeru. Extenzná zložka σ_3 má ssv.-jjz. priebeh.

Počas najmladšej tektonickej etapy pôsobila predovšetkým extenzná zložka σ_3 sz.-jv. smeru. Počas tejto etapy vznikali poklesové štruktúry sv.-jz. smeru, ktoré sú často vyplnené aj minerálmi kalcitu.

Tieto vyčlenené deformačné etapy nie je možné presne časovo zaradiť, ale môžeme predpokladať, že najstaršia etapa súvisí s výzdvihom hrasti ružbašského mezozoika a elevácie Vysokých Tatier pred 15 mil. rokmi, a tým aj paleogénu Spišskej Magury. Výsledkom toho je silná erózia najmladších súvrství (bielopotocké súvrstvie), ktoré nie sú v tomto regióne zastúpené, a zmena horizontálneho úklonu na mierny monoklinálny úklon 5–20° na SSZ, resp. SSV. Na základe týchto znakov, ale aj FT veku (Kráľ, 1977), vieme, že ide o popaleogénne štruktúry. Nemôžeme však vylúčiť ani to, že podtatransko-ružbašský zlomový systém bol založený oveľa skôr, ale až v tomto čase sa začal výrazne prejavovať.

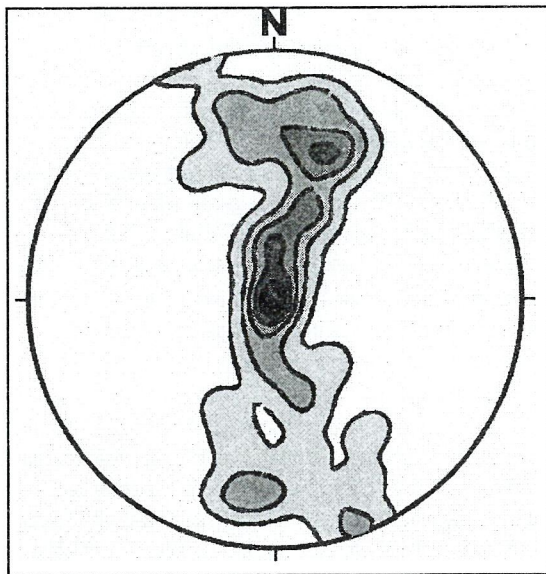
Poukazuje na to zmena paleoprúdenia v oblasti úzkeho jz.-sv. pruhu, ktorý je totožný s priebehom podtatransko-ružbašského zlomového systému.

Etapa formovania okolia pribradlovej oblasti

Pribradlová oblasť je sv. tektonickým ohraničením študovaného regiónu Spišskej Magury. Charakterizuje ju mnoho spoločných znakov známych zo šambrónsko-kamenickej oblasti (Plašienka et al., 1998; Jacko, 2000). Najtypickejším znakom je prítomnosť exotických zlepcov rôznej veľkosti, ale aj polyfázová tektonická aktivita v tejto časti študovaného územia. Detailná štruktúrna analýza z tejto oblasti paleogénu sa zatiaľ nevykonala vzhľadom na nedostatok vhodných profilov, ktoré by pomohli pri kinematickej reinterpretácii študovaného územia.

Na základe porovnania štruktúr získaných v paleogéne Spišskej Magury a štruktúr z j. častí napr. Kamenice vieme, že aj tu bol podobný tektonický sled udalostí.

Podobne ako v j. častiach aj tu pozdĺž jv. okraja bradlového pásma v pruhu širokom cca 5 km sa výrazne prejavila tektonická aktivita tejto jednotky. Bežné monoklinálne uloženie vrstiev na SSV, resp. SSZ v centrálnej časti bazénu sa výrazne mení a nahrádzajú ho izoklinálne mezovrásky s priebehom vrásvej osi v smere V–Z (obr. 25).



Obr. 25 Distribúcia pólov vrstvovitosti v pribradlovej oblasti paleogénu podtatranskej skupiny Spišskej Magury. Podľa S. Jacka ml.

vyvinutá aj kliváž osovej roviny smeru V–Z, resp. ZSZ–VJV s úklonom 15–85° na J. Na tejto zlomovej ploche sa namerali plytké šikmé prešmyky a strmé šikmé poklesy, ktoré naznačujú, že aj v tomto prípade sa stretávame s vrásovými štruktúrami typu „fault propagation fold”. V bezprostrednej blízkosti bradlového pásma sme zaznamenali aj dextrálne posuny. Naznačuje to dextrálnu transpresiu, ktorú opísali Plašienka et al. (1998), Nemčok a Nemčok (1994) a Ratschbacher et al. (ex Plašienka, l. c.). Na základe týchto výsledkov môžeme predpokladať, že opísané vrásové a deformačné štruktúry súvisia s pôsobením sv.-jz. kompresného napätia.

Etapa formovania styku sedimentov paleogénu s karbonátmi Vysokých Tatier

Najzápadnejší študovaný úsek paleogénu Spišskej Magury je charakteristický stykom paleogénnych sedimentov s karbonátmi Vysokých Tatier v oblasti Lysá Poľana – Ždiar. Treba dodať, že v tejto časti hlavne pri Ždiari sa výrazne prejavili pohyby na podtatransko-ružbašskom zlomovom systéme, ktorý sa nachádza 10 km j. od študovaného územia.

Pre túto okrajovú časť je charakteristická prítomnosť niekoľkých deformačných etáp, čo sa prejavilo aj na geologickej stavbe príslušnej oblasti. V oblasti Ždiaru sme vyčlenili štyri deformačné etapy (Jacko a Janočko, 2001):

Prvá, zrejme aj najstaršia, súvisí s pôsobením extenznej zložky napätia σ_3 sz.-jv. smeru. Štruktúry vzniknuté počas jej pôsobenia majú poklesový charakter a sú charakteristické len pre mezozoické podložie sedimentov centrálnokarpatského paleogénu (CKP) a ich generálny priebeh je sz.-jv. a v.-z. smeru. K tomuto napätiovému poľu treba dodať, že smer pôsobenia maximálneho kompresného napätia σ_1 sleduje v.-z. smer, a teda je veľmi pravdepodobné, že v tomto poli vznikli aj vrásky, ktoré označujeme ako vrásky typu F1. Vrásky typu F1 sme zaznamenali len v mezozoických karbonátoch. Sú to mezoskopické vrásky metrového rádu s úklonom osi vrásky 15–35° na S. Sú výrazne asymetrické, paralelné, priame alebo ležaté. Ich vývoj je lokálne ohraničený do oblasti Tokárne oproti, a to aj preto, lebo tento typ vrás je charakteristický len pre túto okrajovú časť. Nikde inde v paleogéne Spišskej Magury už neboli zachytené podobné vrásky, aj keď máme vrásky s úklonom vrásovej osi na S. Tie však majú úplne odlišný charakter.

Druhá deformačná etapa je charakteristická pôsobením maximálneho kompresného napätia σ_1 vsv.-zjz. smeru a maximálneho extenzného napätia σ_3 szs.-jjv. smeru. V tomto paleonapätíovom poli vznikali združené páry zlomov, tzv. Riedlove strihy R a R'. Charakterizujú dextrálne posuny vsv.-zjz. smeru a sini-strálne posuny zsz.-vjv. smeru. Postupne s rastom deformácie vznikla hlavná strižná zóna szs.-vjv. smeru, ktorá vykazuje dextrálny posun. Dnes túto zónu sleduje tok potoka Biela medzi Skalkou a Tokárňou. S pôsobením tohto paleonapätíového poľa spájame aj vznik strižných vrás typu F2, ktoré majú úklon vrásovej osi na SV. Mezoskopické strižné vrásky typu F2 majú úklon osi vrásky

5° na SV a nachádzajú sa len v mezozoických karbonátoch, ktoré sú tvorené pes-
trými bridlicami a v nich sú lavice kompetentných dolomitov. Typ F2 môžeme cha-
rakterizovať ako vrásky s horizontálnym úklonom vrásovej osi a s roztvorenými
ramenami vrás (Fleuty, 1964). Pomer hrúbky v krídlach a zámku vrásky ukazuje, že
ide o paralelné vrásky triedy 1B (Ramsay, 1967) alebo D1 (Hudleston, 1973). Ich
vznik sa najskôr viaže na strižnú zónu ssz.-jjv. smeru medzi Tokárňou a Skalkou.

Tretie paleonapät'ové pole zistené v centrálnej časti študovaného územia sa
vyznačuje pôsobením maximálnej kompresnej zložky σ_1 v smere SSV–JJZ
a pôsobením maximálnej extenznej zložky σ_3 v smere ZSZ–VJV. V tomto pale-
onapät'ovom poli sa tvorili prešmykové štruktúry zsz.-vjv. smeru s vergenciou na
SSV a kolmé extenzné (poklesové) štruktúry vsv.-zjz. smeru. Na týchto prešmy-
kových štruktúrach vznikali vrásové štruktúry typu F3 „fault propagation folds”
a duplexné štruktúry.

Štvrté paleonapät'ové pole je charakteristické pre severnú časť študovaného
územia, kde vystupujú na povrch len sedimenty CKP. V tomto paleonapät'ovom
poli bola najvýraznejšia maximálna extenzná zložka σ_3 sz.-jv. smeru. Jej pôso-
bením vznikali poklesové štruktúry vsv.-zjz. a zsz.-vjv. smeru.

Etapa formovania spoločných tektonických štruktúr v rámci celého paleogén- neho bazénu Spišskej Magury

V predchádzajúcich etapách sme sa venovali štruktúrnym problémom, ktoré
sa týkali prevažne okrajových oblastí v rámci regiónu Spišskej Magury. V tejto
časti stručne zhrnieme celý vývoj bazénu so zameraním na štruktúry, ktoré sú
charakteristické pre celý paleogénny bazén.

Najskôr je zrejme potrebné stručne pripomenúť genézu vzniku bazénu, ktorá
bola opísaná v rámci prvej etapy. Po sedimentácii bazálnych sedimentov borov-
ského súvrstvia sa v subsidujúcom bazéne postupne usadzovali sedimenty hutian-
skeho a zubereckého súvrstvia.

V čase sedimentácie pri postupnom zaťažovaní panvy mohli vznikáť poklesové
štruktúry v smere osi panvy, teda sz.-jv. smeru. Podľa našej mienky však výrazne
neovplyvnili dynamiku študovaného bazénu.

Po sedimentácii paleogénnych súvrství musela nastať erózia, ktorá pravde-
podobne súvisela s výzdvihom celého študovaného regiónu na podtatransko-
ružbašskom zlomovom systéme počas stredného až vrchného miocénu. Časové
kalibrovanie týchto deformácií možno oprieť aj o údaje získané z FT zirkónov,
a to na rozhranie stredného a vrchného miocénu (10–19 mil. rokov – Kováč et
al., 1994, resp. 15 mil. rokov – Kráľ, 1977). Keďže neogénny výzdvih Tatier sa
odhaduje na cca 2 700 m a kvartérny na cca 400 m (Bezák et al., 1993 in
Nemčok et al., 1993), je viac ako pravdepodobné, že ide naďalej o živú štruk-
túru. S miocénnym výzdvihom paleogénu súvisí aj erózia bielopotockého súvr-
stvia a čiastočná erózia starších súvrství, pričom na okrajoch Vysokých

Tatier a ružbašského mezozoika ostali zachované len zvyšky bazálneho paleogénu. V blízkosti týchto elevácií sa prevrátili paleogénne sedimenty Spišskej Magury. Vystupovanie najstarších sekvencií paleogénu v Spišskej Magure je aj dôsledkom mierneho úklonu paleogénnych súvrství generálne na S.

Ako sme už spomenuli, tento zlomový systém bol viackrát aktivovaný, pričom posledné tektonické aktivity nemali až taký závažný vplyv na paleogénnu výplň bazénu Spišskej Magury.

V terciéri bola aktívna aj pribradlová oblasť, v ktorej bolo taktiež viacero deformačných fáz. Súvisia s dextrálnou transpresiou, počas ktorej sa vyzdvihlo bradlové pásmo a vznikla typická vejárovitá stavba v okolí tejto jednotky. Naša snaha sa sústredila aj na dešifrovanie problému tektonického vzťahu bradlového pásma a podtatransko-ružbašského zlomového systému. Študované odkryvy však neposkytli dostatok jednoznačných dôkazov.

Bazén Spišskej Magury bol segmentovaný niekoľkými zlomovými systémami. Tieto dislokačné systémy sú najmladšími štruktúrami sledovateľnými v celom profile bazénu Spišskej Magury a majú sz.-jv., sv.-jz. a s.-j. smer.

Štruktúry sz.-jv. smeru môžeme veľmi dobre sledovať predovšetkým v jv. okrajovej zóne, kde často segmentujú podtatransko-ružbašský zlomový systém. Veľmi často majú posuvný charakter (pozri ružbašské mezozoikum), no nie sú vylúčené ani drobné poklesy, resp. výzdvihy. Keďže na j. okraji ružbašského mezozoika na križovaní týchto zlomov a podtatransko-ružbašského systému je známy travertínový lom, svedčí to o kvartérnom charaktere tohto systému zlomov. Štruktúrne sa tento systém prejavuje ohýbaním vrstiev (flexúry) a striáciami hlavne v karbonátoch, ale aj v zlepencoch v oblasti Ždiaru.

Severovýchodno-juhozápadný systém zlomov patrí k najmladším štruktúram, ktoré často porušujú už opísané sz.-jv. zlomy. Tento disjunktívny systém je výrazný v celom profile paleogénu Spišskej Magury, pričom veľmi často na tomto systéme sú založené doliny totožného smeru. Najlepšie sledovateľný priebeh týchto zlomov je v bradlovom pásme. Generálne ide o strmý zlomový systém, ktorý má často posuvný charakter (napr. dolina Šoltýsky, dolina v Haličovciach a Spišskej Starej Vsi). Štruktúrne sa tento systém prejavuje prítomnosťou travertínov, striáciami a zmenou geologickej stavby.

Najmladší zlomový systém s.-j. smeru bol zachytený prevažne len v okolí ružbašského mezozoika. Na existenciu tohto systému poukazuje prítomnosť travertínov a flexúr. Severo-južný systém nie je taký výrazný ako zlomy sz.-jv. a sv.-jz. smeru.

Tektonické pomery bradlového pásma

Vrstvové sledy – kysucký, oravský a čertezický – sú smerne potrhane a rádialne niekoľkonásobne zošupinatene. Túto stavbu dobre vidno j. od Vysokiej (1 013). Jednotlivé šupiny sú hrubé od pár metrov do viac desiatok metrov.

V šupinách je obvykle zachovaný len redukovaný počet a hrúbka členov. Čo do rozšírenia a plošného zastúpenia je napr. na JV územia dobre zachované tisalské súvrstvie a s ním prakticky všade spojené súvrstvie pieninských vápencov. Tie majú výrazné zastúpenie v mohutných bradlách na SZ územia. Staršie členy – rádiolarity, hľuznaté a krinoidové vápence – nemajú takú laterálnu stálosť a sú zachované viac-menej len šošovkovite. Slieňovcové púchovské súvrstvie je potrahané, ako aj iné bradlotvorné komplexy.

V Džanovej doline a v jej susedstve ako keby boli v potokoch odkryté skôr slieňovce, sliene a flyšové súvrstvia. Bradlá sú „vytlačené“ viac do svahov a medzi doliny. Šupiny toho istého vrstvového sledu sú hrubé od niekoľko desiatok po stovky metrov.

Púchovské sliene na Bystrom vrchu sú zavreté do synklinály. Podobné je synklinoriálne uloženie jarmutských komplexov ďalej na SZ (pozri geol. profil na mape).

V serpentínach chodníka na „Vyhliadku“ južne od Lesnice je deformované a prevrásnené jarmutské súvrstvie s červenými púchovskými slieňmi. Sú tu ploché prevrátené vrásky tvoriace falošné synklinály. Porušenie priečnymi zlomami a budinážou miestami zastiera vrstvomitosť.

Priame usporiadanie jednotlivých vrstvových sledov a zaradenie k tektonickým jednotkám v mapovanom úseku je takmer nemožné. Len málo bradiel má taký zachovaný vrstvový sled, ktorý by umožňoval priradenie na základe jednoznačných identifikačných znakov.

Vrstvy a štruktúry sú generálne uklonené strmo na sever, lokálne sú kolmé, resp. strmo uklonené na juh. Štruktúrne stály je smer V–Z, cca $\pm 20^\circ$. Z mapového obrazu je zrejماً divergencia interných štruktúr bradlového pásma vo vzťahu k jeho celkovému priebehu v smere SZ–JV. Táto divergencia miestami dosahuje 30 až 45° . Zvlášť sa prejavuje popri južnom obmedzení bradlového pásma. Tento jav pripisujeme extrémnemu laterálnemu tlaku na rozhraní dvoch terénov, ktoré pôsobili pravdepodobne najskôr v miocéne.

Haligovské bradlo, podobne ako ostatné, je segmentované priečnymi zlomami na celý rad blokov. Napriek tomu sa v ňom zachoval zhruba v.-z. smer uloženia vrstiev. Horniny bradla sú výrazne tektonicky postihnuté – drvené a vyhojené kalcitom. Rohovcové súvrstvie spodnej kriedy a najvyššej jury je prevrásnené a zbridličnatené, na mnohých miestach kliváž zastiera pôvodnú vrstvomitosť. Na určité prehriatie bradla poukazujú novotvorené plagioklasy (Mišík, osobná komun.).

Aktuálny vzťah paleogénnych súvrství (bradlových) k starším bradlovým komplexom je takmer po celom obvode tektonický. Iba na jednom mieste, na J od k. 840, je preukázaný transgresívny styk komplexu súľovských zlepcov s tmavými jurskými vápencami haligovského vrstvového sledu. Aj táto okolnosť je argumentom na zaradenie haligovského bradla do provincie (terénu) tatranskej, a nie pieninskej. V západokarpatskom regióne dosiaľ všetky výskyty súľovských zlepcov „in situ“ sú previazané s vnútrokarpatským priestorom.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Križňanský príkrov

Najstarším komplexom sú stredotriasové sedimenty gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov, ktoré predstavujú sedimenty vznikajúce v prostredí karbonátovej platformy. Pre sedimentáciu karpatského keuperu (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií a regresií v extrémne aridnom prostredí. Na mapovanom území je vyvinutý biostromatolitický vývoj kössenských vrstiev. Kopienecké súvrstvie je zložené z bazálnych klastík, spodných vápencov a ílovcov so zvyškami fauny, ktoré poukazujú na prehlbovanie morskej panvy. Počas lotaringu až toarku sedimentovali algäuské vrstvy. Škvrnité vápence sedimentovali v hĺbke niekoľko sto metrov, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky.

V toarku miestami nachádzame pestré adnetské vápence, ktoré poukazujú na sedimentáciu v externej plošine otvoreného mora malej hĺbky. Ždiarske súvrstvie tvoria kremité rádiolárióvé vápence a kremité sliene batu–keloveju, ktoré predstavujú konštantnú litofáciu. Táto litofácia sa vyznačuje rytmickým striedaním tenkých lavíc kremitých rádiolárióvých vápencov a rohovcov. Obsahujú početné rádiolárie a ihlice hubiek a poukazujú na otvorené morské prostredie externej platformy.

Malm vykazuje väčšie faciálne zmeny ako doger. Kimeridž až spodný titón zastupuje jaseninské súvrstvie. Tieto vápence sú superponované osnickým súvrstviem – kalpionelovými vápencami – a patria k vrchnému titónu až spodnému valanginu s tesným spojením titónsko-valanginskej fauny.

Počas vyššieho valanginu až hoterivu na rozsiahlych priestoroch sedimentovala pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov až slienňov otvoreného mora externej platformy. Od barému do aptu pokračovala sedimentácia organodetrítických muránskych vápencov s početnými vplyvmi prínosu detritu turbiditnými prúdmi. Od albu do cenomanu pokračovala sedimentácia v otvorených morských podmienkach, pričom sedimenty majú flyšoidný charakter.

Bradlové pásmo

Bradlové jednotky a sekvencie – ako ich členíme dnes – v mezozoiku ešte neboli diferencované. Na priestor, z ktorého povstali, neexistuje jednotný názor, najmä čo sa týka jeho pozície a príslušnosti k hlavným tektonickým jednotkám. Vývoj „bradlového priestoru“ od triasu po dnešné bradlové pásmo možno vidieť v štyroch základných etapách:

1. Triasová etapa je spojená so vznikom sedimentačného priestoru s plytkovodnými sedimentmi. O tomto období sú však len kusé a nepriame údaje. Aj používanie názvu *bradlový priestor* je problematické – skôr by sme mohli hovoriť o terénoch, z ktorých povstalo neskoršie bradlové pásmo.

2. Jursko-spodnokriedovú etapu charakterizuje rozčlenenie sedimentačného bazénu prevažne s karbonátovou sedimentáciou. V subsidujúcich častiach sa usadili sedimenty hlbokovodných facií (kysucko-pieninské sekvencie). Naproti tomu, vyvýšené – prahové – oblasti sa vyznačujú plytkovodnými (čorštynskými) faciálnymi vývojmami. Prvé sú charakterizované pelitickými a flyšu podobnými faciami v jurskom období (v nami skúmanom priestore nezachované), tie druhé zasa bioklastickými karbonátovými sedimentmi prevažne krinoidových vápenčov.

3. Obdobie od strednej kriedy po oligocén môžeme nazvať „kordilierovým štádiom“. V bradlovom priestore od albu existoval pozdĺž jeho južného okraja aktívny prah (na predpolí s akrečným komplexom) lemovaný vencom rifov. Táto tektonicky aktívna zóna dodávala klastický materiál do bazénu obostierajúceho kordilieri zo severu. Sedimentačný priestor budúceho bradlového pásma mal vysokú mobilitu a postupne sa zužoval. Takáto situácia panovala počas celej mladšej kriedy a pretrvala až do eocénu. Z južných, vnútrokarpatských terénov sa do „bradlového priestoru“ vtlačal blok vnútorných Západných Karpát.

4. Neogénna etapa je charakterizovaná vyvrásnením bradlového pásma do dnešnej podoby. Tento proces sa udial v období od oligocénu prakticky až po recent, a to v týchto krokoch: kompresia – transtenzia – extenzia s postupnou reorientáciou (dextrálnou rotáciou) napäťového poľa.

Na pomerne členitý charakter mezozoického bazénu poukazuje pestrosť jednotlivých vrstvových sledov. Existujú 2–3 základné postupnosti vrstiev, v rámci ktorých však sú variácie čo do hrúbky jednotlivých súvrství a množstva individuálnych členov, ktoré v mnohých prípadoch sa vyskytujú len v niektorých bradlách. V pieninskom úseku dnešného bradlového pásma k pieninskej proveniencii patria kysucký a oravský vrstvový sled, k čorštynskej zasa čorštynský a čertežický sled.

Haligovský vrstvový sled na základe faciálnej analýzy zaradujeme k vnútrokarpatským jednotkám. Haligovské bradlo by malo predstavovať „triesku“ z tektonického okraja tohto terénu, ktorá sa do bradlovej stavby dostala počas hlavnej „bradlotvornej“ etapy až v miocéne.

Vo vrchnej kriede (stredná a mladšia krieda) sa časť bradlového priestoru ocitla na aktívnom okraji bloku vnútorných Karpát, ktorý v istých modeloch laterálne zastupuje na východe tzv. blok Tisie.

Pre určité obdobia v sedimentačnom zázname registrujeme zjednocujúce faktory (t. j. spoločné všetkým bradlovým sekvenciám), ako napríklad púchovské sliene s. l. v senóne – i keď v detailoch musíme konštatovať istý časový a prie-

storový posun a diachronitu. Obdobne flyšové súvrstvia (snežnické, nimnické, jarmutské, ...) možno interpretovať ako sedimenty ulovené do sedimentačných pasí – trogov vzniknutých počas intenzívnejšej tektonickej aktivity. Klastický materiál pochádzal z tektonicky vyrastajúcich kordilier (Potfaj in Rakús et al., 1999).

Dynamika priestoru neustále vzrastala a pretrvala až do paleogénu. Odrazom toho sú masy karbonátových zlepcov, slabo triedený paleogénny flyš (dnes v reliktoch) na rodiacom sa bradlovom pásme. Karbonátový – najmä dolomitový – materiál bol derivovaný z vnútorných (južných) zdrojov. Svedčí o tom fakt, že dosiaľ sa nepodarilo preukázať transgresiu na „vlastné bradlové“ sekvencie; tá je doložená iba na jednotkách prináležiacich k vnútorným Karpatom.

Dodnes nám však nie je celkom známa miera laterálneho tektonického rozťahnutia pôvodného sedimentačného priestoru. Pri celkovej dĺžke bradlového pásma vyše 600 km odhadujeme minimálne rozvlečenie, 2–3-násobné, t. j. pôvodná dĺžka nebola viac ako 300 km. Počas jury a staršej kriedy bol priestor kompaktný a bol napojený na systém Tétys.

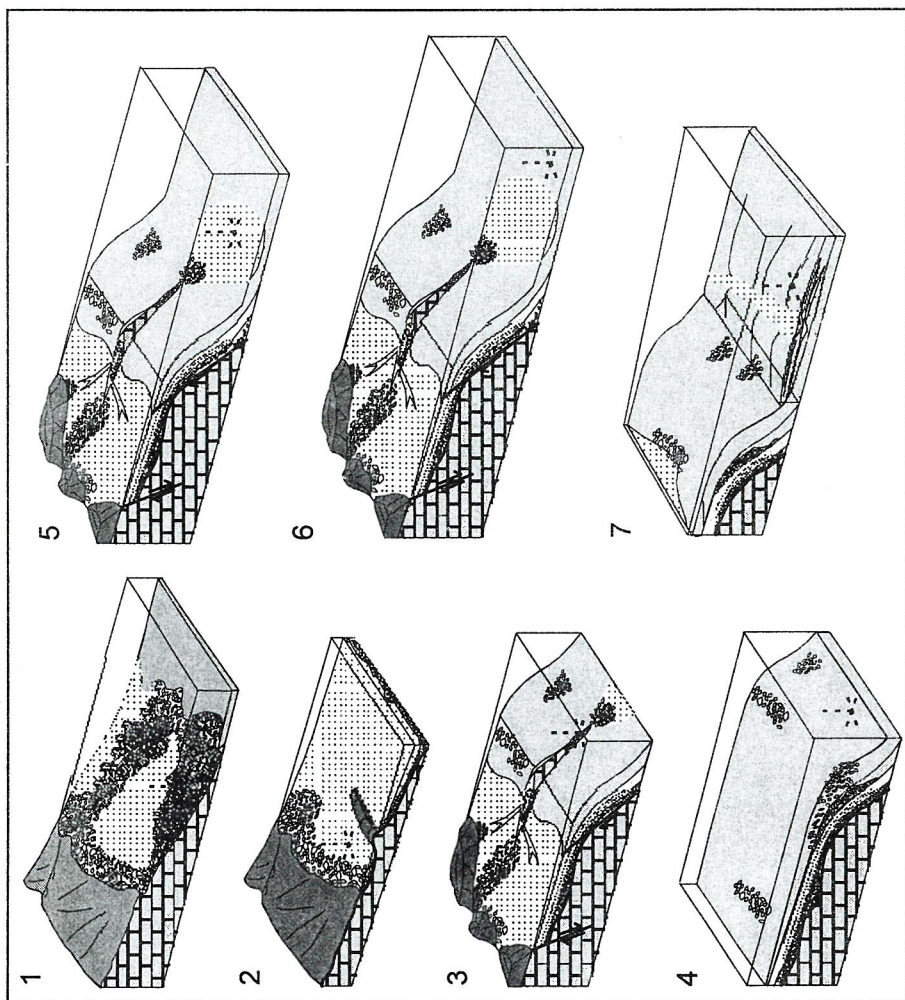
Sedimentárny záznam pre úsek bradlového priestoru, ktorý skúmame, sa končí v strednom eocéne. Treba však mať na pamäti výskyty ranomiocénnych sedimentov v okolí N. Targu a Kamenice n. Cirochou, ktoré sú ešte zvrásnené. Sarmatské vulkanity už prekrývajú bradlové štruktúry na východnom Slovensku (Vihorlat) a Ukrajine (Gutin) a sedimenty oravskej panvy (sarmat?) ležia s uhlovou diskordanciou na bradlovom pásme. Takto na vznik bradlového pásma – jeho dnešnej štruktúrnej stavby – zostalo vymedzených len okolo 8–11 mil. rokov od egenburgu do bádenu.

Centrálnokarpatský paleogénny bazén

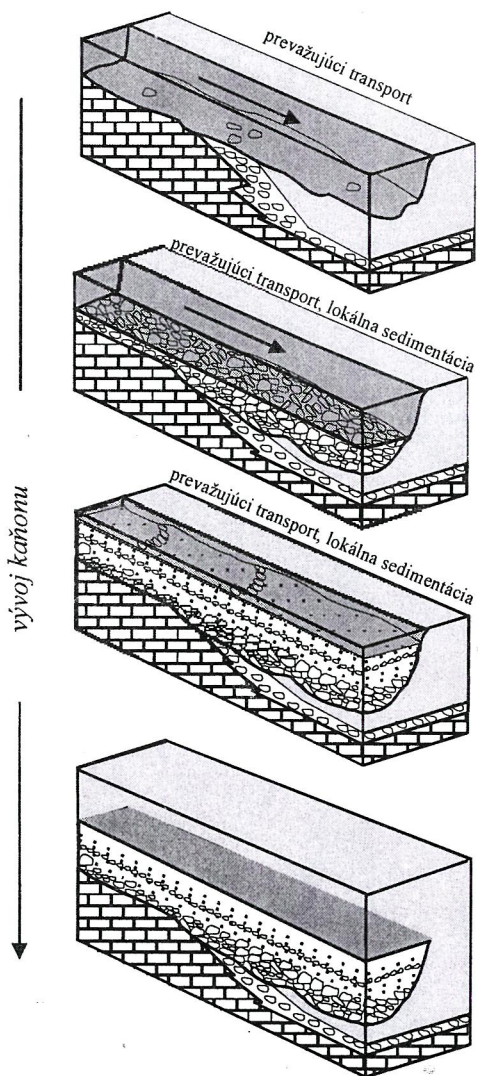
V strednom eocéne sa už začínala morská sedimentácia aj v oblasti centrálkarpatského bazénu. Prvé známky morskej sedimentácie vo východnej časti tohto bazénu sú v oblasti lemujúcej južný okraj bradlového pásma počas stredného eocénu. Paleogeografický vývoj východnej časti vnútrokarpatského bazénu naznačuje možnú spojitosť medzi týmito dvoma priestormi a počiatočnú fázu sedimentácie, tesne spätú so subsidenciou v oblasti bradlového pásma. Depocentrum bazénu postupne migrovalo smerom na juh a juhovýchod. Najstaršie sedimenty podtatranskej skupiny v študovanej oblasti pochádzajú z vrchnej časti stredného eocénu (zóna P 14) a indikujú plytkovodnú a deltovú sedimentáciu (obr. 26).

V tomto čase však sedimentovali aj kalovce hutianskeho súvrstvia, ktoré zrejme predstavujú distálny ekvivalent plytkovodných vápencov a pieskovcov a ktoré sa usádzovali v prostredí vonkajšieho šelfu a podmorského svahu. Počas vrchného eocénu sa dramaticky znížila morská hladina. To malo za následok

Obr. 26 Blokdiagram znázorňujúci sedimentáciu v regióne Spišskej Magury. Sedimentácia borovského súvrstvia je znázornená blokdiagramami 1 a 2, fázu erózie kaňonu Tokárne znázorňuje blokdiagram 3. Blokdiagramy 4 a 5 znázorňujú sedimentáciu kalovcov hutianskeho súvrstvia a masívnych pieskocov v pozícii kužeľa na dne bazénu (basin floor fan). Posledné dva blokdiagramy ukazujú prúdenie počas sedimentácie nad masívnymi pieskocami v hutianskom súvrství a finálnu sedimentáciu v zubereckom súvrství. Podľa J. Janočka.



eróziu na šelfe a vytvorenie hlboko zarezaného kañonu Tokárne. Postupné zdvíhanie relatívnej morskej hladiny, ešte stále v období vrchného eocénu, spôsobilo spätné zaplňanie kañonu (obr. 27) a súbežnú sedimentáciu kalovcov mimo kañonu na podmorskom svahu. Telesá zlepenecov vyskytujúce sa nad



Obr. 27 Blokdigramy znázorňujúce históriu zaplňania kañonu Tokárne. Podľa J. Janočka.

sedimentmi kaňonu indikujú nestabilitu na podmorskom svahu, ktorá bola zrejme spojená s fázou progradácie depozičných systémov počas vysokého stavu morskej hladiny (highstand). Nasledujúci pokles hladiny mora podmienil vývoj kužeľa na dne bazénu (basin floor fan), ktorého sedimenty sú reprezentované masívnymi pieskovecami vyskytujúcimi sa v oblasti Ždiaru a Bachledovej doliny. Začiatkom spodného oligocénu prevládala sedimentácia kalovcov (hutianske súvrstvie), ktoré laterálne, ale aj vertikálne prechádzajú do striedajúcich sa vrstiev pieskovcov s kalovcami (zuberecké súvrstvie). Presné depozičné prostredie kalovcov hutianskeho súvrstvia je stále diskutabilné. Ich laterálny vzťah k zubereckému súvrstviu, ktoré pravdepodobne sedimentovalo v prostredí svahového kužeľa (slope fan), naznačuje sedimentáciu na úpätí svahov. Sedimenty kežmarských vrstiev, ktoré sa vyskytujú vo vrchnej časti zubereckého súvrstvia, sa ukladali v prostredí podmorských kanálov a agračných valov.

Popaleogénne obdobie

Sedimenty neogénu v regióne Spišskej Magury nie sú zachované. Výsledky analýz premeny fľových minerálov, výskum inklúzií pieskovcov, ako aj analýzy odraznosti vitrinitu však poukazujú na to, že súčasné sedimenty boli ešte pochované v hĺbke 2–7 km (Biroň, osobná komun.; Hurai et al., 1995). Tento údaj, ako aj hlbokomorský vývoj vrchnooligocenných sedimentov indikuje pokračovanie sedimentácie v neogéne, ktoré prebiehalo aspoň na začiatku tohto obdobia v hlbokomorskom prostredí. Táto interpretácia je v súlade s výsledkami výskumov v iných častiach vnútrokarpatského bazénu (Janočko a Karoli, 2000; Soták et al., 2000). Pravdepodobne do obdobia vrchného bádenu možno datovať začiatok intenzívneho zdvihu Tatier pozdĺž podtatranského zlomu (Král, 1977). Pozdĺž podtatranského zlomu sa v tomto období pravdepodobne začali vyzdvihovať aj karbonáty ružbaškého mezozoického ostrova.

Kvartér sa vyznačuje rýchlym striedaním glaciálov a interglaciálov, resp. interštadiálov. Poloha študovaného regiónu na úpätí Tatier determinovala aj geologický vývoj počas kvartéru. V podhorí Tatier sa ukladali glaciľuviálne sedimenty, ktorých zdrojovou oblasťou boli horské ľadovce. Cyklické striedanie klímy a zdvih územia počas kvartéru spôsobili vývoj erózno-akumulačných glaciľuviálnych a ľuviálnych terasových stupňov. Výška miestnej eróznej bázy podmienila aj vývoj náplavových kužeľov, ktoré možno korelovať s jednotlivými terasovými stupňami. Prítomnosť staropleistocenných až holocenných travertínov v oblasti Ružbách, ktoré ležia na podtatranskom zlome, indikuje recentnú aktivitu podtatranského zlomu.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ SPIŠSKEJ MAGURY

Najstaršie geofyzikálne merania v tejto oblasti sa vykonali do r. 1963. Išlo o geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000, ktorých výsledkom boli štátne gravimetrické mapy (Ibrmajer, 1963). Od roku 1962 sa začali realizovať gravimetrické merania Slovenska v mierke 1 : 25 000. Merania sa vykonali s hustotou 4–6 bodov/km² a s presnosťou merania 0,3–0,4 μms^{-2} . Meranie v regióne Spišská Magura sa skončilo v roku 1985 (Mikuška a Chrumová, 1983, 1985). Výsledkom sú mapy ÚBA (úplných Bouguerových anomálií) pre redukčnú hustotu 2,67 g.cm⁻³.

Prvé aeromagnetické merania na území Slovenska sa začali koncom 50. rokov v mierke 1 : 200 000. Mapa izolínií bola zostavená z profilových meraní totálnej intenzity magnetického poľa pre strednú výšku letu 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti profilov 2 km. Vzhľadom na nepresnosť merania, krok izanomál, ale aj na vzdialenosť meraných profilov vydané mapy nie sú vhodné na ďalšie použitie (Mašíň, 1963).

V roku 1987 sa skončili práce na Mape geofyzikálnych indícií a interpretácií, región Spišská Magura – Pieniny – Čergov (Panáček et al., 1987). Záverečná správa podáva ucelený prehľad geofyzikálnych prác v regióne. Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií je zostavená z výsledkov seizmických, tiažových, geoelektrických a magnetických meraní a DPZ (diaľkový prieskum Zeme). Na kvalitu zostavenia mapy mala podstatný vplyv nerovnomerná hĺbka znalostí o fyzikálnych vlastnostiach hornín a horninových komplexov. Cieľom úlohy bolo zhrnúť a zhodnotiť všetky geofyzikálne poznatky o tomto regióne a zostaviť mapu v mierke 1 : 50 000.

Na zostavenie mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií sa využili:

- mapy izohýps reliéfu mezozoika podľa gravimetrie,
- geoelektrické profily v južnej a východnej časti Spišskej Magury,
- lokálne kladné a záporné tiažové anomálie,
- regionálne zvýšenie magnetického poľa s malou amplitúdou,
- lineárne prvky odvodené z mapy úplných Bouguerových anomálií (ÚBA),
- vodivé línie indikujúce tektoniku, interpretované z VES na základe straty korelácie geoelektrických vrstiev v širšom okolí ružbašského ostrova,
- fotolínacie interpretované z DPZ.

V kapitole Geofyzikálna charakteristika územia (Šefara in Panáček et al., 1987) sa študovali:

1. hlbinná stavba, ktorá zahŕňa hlbinné rozhranie, t. j. hrúbku litosféry, kôry a vrchnej časti kôry,

2. ostatné geofyzikálne charakteristiky a hlbinné telesá (geotermické charakteristiky, odkrytá gravimetrická mapa a zdroje jej anomálií, hlboké magnetické zdroje, karpatská geotermálna anomália),

3. hlbinné zlomy a lineamenty.

V rámci tejto úlohy sa vykonali aj doplnujúce geofyzikálne merania na piatich profiloch. Profily A, B, C, D boli situované jv. od Veľkej Lesnej a profil G v oblasti Vojnian (obr. 28). Úlohou doplnujúcich geofyzikálnych meraní bolo:

1. spresnenie geologickej stavby,

2. rozčlenenie geologického fenoménu a súborov, ktoré sú z hľadiska fyzikálnych vlastností hornín nehomogénne,

3. v zasutinených a inak zakrytých oblastiach upozorniť na možnú existenciu nových fenoménov,

4. získanie nových poznatkov o fyzikálnych prejavoch jednotlivých fenoménov.

Na vyriešenie úloh geofyziky sa použil komplex geofyzikálnych metód, a to profilová magnetometria, spontánna polarizácia (SP), metóda veľmi dlhých vln (VDV), dipólové a symetrické odporové profilovanie metódou vybudovanej polarizácie (DOP, SOP, DOP VP, SOP VP), gamaspektrometria, ortuťometria, vertikálne elektrické sondovanie (VES a VES VP).

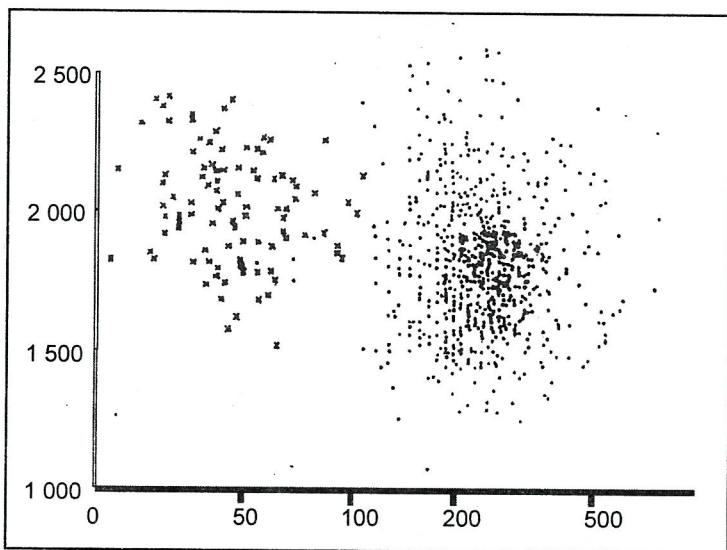
Hlavné výsledky možno zhrnúť takto:

– Spresnil sa priebeh tektonických línii.

– Zistil sa priebeh pravdepodobného predterciérneho podložja.

– Ukázalo sa, že jednotlivé hlavné tektonické jednotky najlepšie vyčleňuje gamaspektrometria a touto metódou je možné odlíšiť horniny centrálneokarpatského paleogénu od hornín magurského flyšu. Tento poznatok dokumentuje A. Panáček zobrazením paleogénnych jednotiek do roviny p_z (zdanlivá rezistivita) a T_o (úhrnná gamaaktivita). Na obr. 29 sú zobrazené horniny paleogénu sz. od podtatranského zlomového systému (reprezentované meraniami v oblasti Veľká Lesná) a horniny paleogénu reprezentované prostredím v širšom okolí Starej Lubovne a Kamenice. Z obrázka vyplýva pokles rezistivity hornín centrálneokarpatského paleogénu jv. od podtatranského zlomu vzhľadom na horniny Spišskej Magury.

V oblasti Spišskej Magury a ždiarskej bázy je interpretované aj predterciérne podložie podľa gravimetrie a geoelektrických meraní. V celej oblasti Spišskej Magury je dominujúcim prvkom elevácia podložja ružbašského ostrova. V juhovýchodnom smere od Popradskej kotliny mezozoikum poklesáva približne o 600 m na podtatranskom zlomovom systéme. Na severozápad mezozoikum ružbašského ostrova postupne poklesáva k bradlovému pásmu do hĺbky okolo 1 km. Juhozápadným smerom od ružbašského ostrova mezozoikum klesá cca o 300 m na zlomoch v priestore Toporského potoka. Západne od Lendaku horniny mezozoika opäť vystupujú na povrch (Belianske Tatry). Medzi Belianskymi Tatrami a ružbašským ostrovom je interpretovaná elevácia podložja prekrytá paleogénom.



Obr. 29 Pokles rezistivity hornín jv. od podtatranského zlomu. Podľa A. Panáčka et al., 1987.

Na juhovýchodnej strane je odrezaná podtatranským zlomovým systémom a smerom na severozápad klasá k bradlovému pásmu do hĺbky 1 až 2 km v priestore Haligovce – Spišská Stará Ves – Osturňa (Panáček et al., 1987).

V rámci MGII sú zhrnuté aj fyzikálne vlastnosti hornín, a to: hustotné parametre (objemová, mineralogická a prirodzená hustota), pórovitosť, rýchlosť šírenia pozdĺžnych elastických vln, magnetická susceptibilita, prirodzená gamaaktivita a obsah TH, U a K.

Záujmovou oblasťou prechádzajú dva seizmické refrakčné profily – 12R/74 (Jetel et al., 1976) a 41R/81 (Daněček, 1982). Profil 12R/74 prechádza od Šambronu cez Vyšné Ružbachy a Matiašovce, odkiaľ pokračuje na územie Poľska. Druhý profil 41R/81 prebieha od hraníc s Poľskom centrálnokarpatským paleogénom rovnobežne s bradlovým pásmom (10 km južne od profilu 12R/74). Autori oboch profilov konštatovali obťažné seizmogeologické podmienky vo zvrásnených flyšových komplexoch, ktoré sa prejavujú komplikáciami pri identifikácii a korelácii jednotlivých typov vln a následne pri interpretácii. Výsledky interpretácií rôznych autorov predpokladajú, že refrakčné horizonty s hraničnou rýchlosťou 6 000–6 250 m/s je možné považovať za reliéf podložia flyšových komplexov. Cez Spišskú Maguru bol situovaný aj jeden reflexnoseizmický profil, 750/92, na ktorom sa riešila problematika geologických pomerov so zameraním na vyhľadávanie uhľovodíkov. Reflexnoseizmický profil 753/93 zasahuje do nášho územia len okrajovo (Mořkovský, 1987, 1995).

Prehľad ostatných geofyzikálnych prác v regióne podľa Nováka a Glovu (in Panáček et al., 1987) je znázornený na obr. 28. V prevažnej väčšine išlo len o práce lokálneho charakteru, pričom možno konštatovať značnú nerovnomernosť pokrytia regiónu. Geofyzikálne merania boli zamerané najmä na riešenie hydrogeologických a inžinierskogeologických problémov. Úlohou obyčajne bolo zmapovať reliéf predkvartérneho podložia v oblasti Vysokých Tatier, resp. v blízkosti ružbašského ostrova aj reliéf predterciérneho podložia, rozčleniť paleogénne horniny z hľadiska kolektorských vlastností, sledovať tektoniku a pod. V druhom prípade išlo najmä o objasnenie inžinierskogeologických pomerov v miestach plánovaných väčších stavieb vodných diel. V oboch prípadoch boli geofyzikálne práce zamerané na štúdium geologického prostredia do hĺbky niekoľko desiatok metrov až prvých stoviek metrov. Na riešenie uvedených úloh sa použili VES, resp. KOP, sprevádzané metódou VDV a ŠP a aplikovali sa aj merania plynkej seizmiky. Geoelektrické merania s väčším hĺbkovým a širším plošným rozsahom sa v oblasti vykonali s cieľom zistiť geofyzikálny prejav jednotlivých geologických prostredí, a tým prispieť k poznaniu geologickej stavby v širšom okolí meraných profilov. Merania obsahovali VES a AB (2–4 km), VES VP s AB (600 m), DOP VP, VDV a SP. Do komplexu geofyzikálnych metód sa zaradili aj magnetometria, gamaspektrometria a ortuťometria.

Najnovšie geofyzikálne merania v oblasti Spišskej Magury sa skončili v roku 1992 záverečnou správou J. Tkáča s názvom *Spišská Magura – hydrogeofyzika*. Práce sa realizovali v rámci úlohy *Hydrogeologický výskum Slovenska*. Geofyzikálne práce boli zamerané na vyhľadávanie nových zdrojov podzemných vôd, teda určovanie hydrogeologicky priaznivých štruktúr na akumuláciu spodných vôd. Jedným z hlavných cieľov bola identifikácia prítomnosti tektonicky porušených zón a litologicky odlišných prostredí. Na dosiahnutie stanoveného cieľa sa aplikovali metódy symetrického odporového profilovania v modifikácii vynútenej polarizácie a vertikálne elektrické sondovanie s menším hĺbkovým dosahom. Výsledkom kvalitatívno-quantitatívnej interpretácie grafov zdanlivého merného odporu, vynútenej polarizácie, VES a VES VP sú vertikálne rezy v mierke 1 : 10 000. Namerané hodnoty zdanlivého merného odporu sa štatisticky spracovali a rozdelili na štyri skupiny s priradením zodpovedajúcich geologických vrstiev. Vyčlenili sa 4 litofácie:

1. ílovcová – menej ako 135 ohmm;
2. ílovcovo-pieskovcová – 135–175 ohmm;
3. pieskovcovo-ílovcová – 175–255 ohmm;
4. pieskovcová – viac ako 255 ohmm.

Celkovo sa vytýčilo 34 plôch na situovanie vrtov do prostredia s nižšou perspektívnosťou zvodnenia a 21 miest s vyššou perspektívnosťou prítomnosti spodnej vody.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

V hydrogeologickej rajonizácii predstavuje skúmané územie z. časť rajónu PQ 141 Paleogén Spišskej Magury, Lubovnianskej vrchoviny, sz. časti Spišsko-šarišského medzihoria a Pienin. S výnimkou čiastkového rajónu ružbašského mezozoika s významnými krasovo-puklinovými kolektormi – vápencami jury a triasu – sú v Spišskej Magure hlavnými hydrogeologickými kolektormi pripovrchová zóna hornín centrálnokarpatského paleogénu a tektonicky predisponované puklinové zóny v paleogéne. V mezozoických karbonátoch haligovskej jednotky a bradlového pásma sa na obehú podzemných vôd popri systémoch puklín významne podieľajú aj krasové komunikácie. V niektorých úsekoch dolín väčších tokov sú najvýznamnejším hydrogeologickým kolektorom kvartérne fluviaálne štrky dnovej výplne.

Hydrogeologická funkcia hornín centrálnokarpatského paleogénu

Hydrogeologické vlastnosti hornín centrálnokarpatského paleogénu sú dané predovšetkým dominantným významom puklinovej priepustnosti pri zanedbateľnom podiele medzizrnovej priepustnosti (Jetel, 1985b, 1991, 1995c). Postupné uzatváranie puklín do hĺbky pri dominancii puklinovej priepustnosti vytvára v horninách centrálnokarpatského paleogénu podmienky obehú podzemnej vody typické pre štruktúru typu hydrogeologického masívu, t. j. hydrogeologickoštruktúrnej jednotky budovanej komplexmi spevnených hornín bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu. Obeh podzemnej vody sa tu preto sústreďuje predovšetkým do pripovrchovej zóny a z menšej časti do subvertikálnych puklinových zón, resp. zlomových pásiem. Hlavným, viac-menej súvislým hydrogeologickým kolektorom je tu pripovrchová zóna zvýšenej priepustnosti, zasahujúca od povrchu terénu do hĺbky niekoľko metrov až niekoľko málo desiatok metrov (v skúmanom území najčastejšie do hĺbky 20–40 m). Táto zóna má v dôsledku pripovrchového rozvoľnenia hornín (druhotného rozpukania, rozpojenia puklín a zvetrania) výrazne vyššiu priepustnosť oproti horninovému protolitu – hlbším nenarušeným častiam horninovému masívu. Prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu so značnými lokálnymi odchýlkami. Popri pásme pripovrchového rozpojenia hornín sa do pripovrchovej zóny priraduje aj zvetraninový pokryv. Charakteristickou črtou pripovrchovej zóny je zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou, ktorý možno aproximatívne opísať exponenciálnou závislosťou od hĺbky pod povrchom.

Druhým najvýznamnejším prostredím hydraulickej komunikácie podzemných vôd v paleogénnych horninách sú puklinové, resp. zlomové zóny. Ako puklinové zóny označujeme v zmysle Pličku (1968) subvertikálne prebiehajúce zóny sústredeného intenzívneho rozpukania s tesným genetickým a priestorovým vzťahom k priebehu tektonických diskontinuit (zlomov), ktoré často predisponujú priebeh terénnych depresií. Prebiehajú nezávisle od uloženia vrstiev a možno ich sledovať na väčšie vzdialenosti bez ohľadu na výskyt jednotlivých súvrství. Predstavujú privilegované hydraulické komunikácie pohybu podzemných vôd do väčšej hĺbky a na väčšie vzdialenosti.

V dôsledku zákonitého poklesu priemernej priepustnosti paleogénnych hornín s hĺbkou priemernú priepustnosť hornín centrálnokarpatského paleogénu mimo puklinových zón určuje ich súčasná hĺbková pozícia pod povrchom terénu. Veľmi zložitý je pritom vzťah medzi priepustnosťou hornín a ich litológiou. Regionálne hodnotenie rozsiahlejších súborov údajov z flyšových hornín centrálnokarpatského paleogénu a vonkajšieho flyšového pásma (Jetel et al., 1990; Jetel, 1995c, 1998a) ukazuje, že v značnej časti skúmaných členov paleogénu – najmä v rozsahu pripovrchovej zóny – neplatí tradičná predstava o geohydraulickom antagonizme údajne relatívne dobre priepustných pieskovcov a zlepcov oproti menej priepustným prachovcom a ílovcem. Príčiny častej absencie pozitívnej závislosti priepustnosti od podielu pieskovcov a zlepcov možno hľadať v diagenetickom zmenšovaní medzizrnovej pórovitosti v spevnených horninách, ktoré stiera primárne rozdiely medzi pieskovecami na jednej strane a kalovcami, prachovcami alebo ílovcami na druhej strane. Homogenizácia horninového masívu z hľadiska distribúcie geohydraulických vlastností má tak za následok častú absenciu rozdielov v priemernej priepustnosti odlišných litologických typov hornín. V niektorých prípadoch môže intenzívnejšie rozpukanie krehkých pevných kalovcov a drobnorytmických sekvencií oproti menej rozpukaným masívnym a hrubolavicovitým pieskovcom viesť k určitej inverzii predpokladaného pozitívneho vzťahu medzi podielom pieskovcov a priemernou priepustnosťou masívu (Jetel et al., 1990; Jetel a Vranovská, 1997).

Pri hodnotení priestorového rozloženia priepustnosti a prietočnosti v skúmanom území treba rešpektovať priestorovú neuniformitu prietočnosti pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu, platnú v územiach s členitým reliéfom (Jetel, 1990). Príčinou tejto neuniformity je superpozícia približovania hladiny prvej zvodne k povrchu terénu smerom od terénnych elevácií k terénnym depresiám na jednej strane a exponenciálneho poklesu priepustnosti s hĺbkou na druhej strane. V dôsledku tejto superpozície je v horninovom prostredí s rovnakou úrovňou priemernej priepustnosti ako funkcie hĺbkovej pozície, t. j. s identickou krivkou poklesu priepustnosti s hĺbkou, výsledná efektívna prietočnosť vždy zákonite vyššia v depresných častiach územia, kde nasýtená zóna zahŕňa aj najvyššie partie vertikálneho profilu s maximálnou priepustnosťou. Naproti tomu, v tom istom prostredí bude reálna efektívna prietočnosť výrazne nižšia v ele-

vačných častiach územia, kde sa hladina prvej zvodne pohybuje vo väčšej hĺbke pod terénom a vrchná hranica zóny nasýtenia nedosahuje do partií s maximálnou priepustnosťou. Nasýtená (zvodnená) zóna potom zahŕňa iba partie s nízkou priepustnosťou. Pri hodnotení hydraulických parametrov hornín v terénoch typu hydrogeologického masívu preto treba rozlišovať 4 kategórie prietočnosti v závislosti od pozície charakterizovaných partií horninového prostredia v reliéfe terénu (Jetel, 1990): dnovú prietočnosť (dolinovú) T_v , svahovú prietočnosť T_s , prietočnosť puklinových zón T_f a prietočnosť T_d horninového protolitu – hlbších častí masívu pod spodnou hranicou pripovrchovej zóny mimo puklinových zón. Všeobecne pritom platí vzťah $T_f > T_v > T_s > T_d$. Najvyššie priemerné hodnoty vykazuje prietočnosť puklinových zón. Ako dnová (dolinová) prietočnosť sa definuje kategória prietočnosti charakterizujúca výslednú efektívnu prietočnosť pripovrchovej zóny v depresných častiach územia – t. j. tam, kde sa hladina prvej zvodne pohybuje v blízkosti povrchu terénu (doliny a najspodnejšie úseky svahov). Naproti tomu, svahová prietočnosť predstavuje prietočnosť pripovrchovej zóny v elevačných častiach územia (v stredných a horných úsekoch svahov a na hrebeňoch elevácii), kde je výsledná prietočnosť pripovrchovej zóny v dôsledku väčšieho poklesnutia hladiny pod povrch zákonite nižšia ako v dolinách. Teoretický i praktický význam rozlišovania uvedených kategórií prietočnosti podrobne osvetlil Jetel (1990).

Hydrogeologické parametre hornín centrálnokarpatského paleogénu

Na regionálne hodnotenie hydraulických parametrov hornín centrálnokarpatského paleogénu bolo možné použiť údaje z 25 hydrodynamických skúšok v hydrogeologických vrtoch, situovaných v zmysle novej predkladanej mapy územia v horninách hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Z ostatných súvrství s výnimkou ružbašského mezozoika nie je k dispozícii dostatočný počet reprezentatívnych údajov na ich regionálne zhodnotenie. Pri hodnotení hydraulických parametrov sme vychádzali z metodiky regionálneho hodnotenia, ktorú rozpracovali Jetel (1985a, 1995a, 1998b) a Jetel a Vranovská (1997).

V súbore 25 údajov z úsekov s hĺbkovým dosahom od 7 do 200 m sa pohybujú zistené hodnoty indexu prietočnosti v rozpätí $Y = 3,96\text{--}5,81$ okolo aritmetického priemeru $M(Y) = 4,94$ a mediánu $Md(Y) = 4,97$. Efektívne hodnoty koeficientu prietočnosti T v týchto skúmaných úsekoch možno tak odhadnúť rozpätím $T = 1,1 \cdot 10^{-5}\text{--}1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, pričom hodnote $M(Y)$ zodpovedá stredná hodnota vyjadrená ako geometrický priemer koeficientu prietočnosti $G(T) = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Priemernú priepustnosť v týchto úsekoch charakterizujú hodnoty indexu priepustnosti $Z = 2,16\text{--}4,90$ s aritmetickým priemerom $M(Z) = 3,65$ a mediánom $Md(Z) = 3,51$. Po konverzii na odhady koeficientu filtrácie k ide o rozpätie hodnôt $k = 2,0 \cdot 10^{-7}\text{--}1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $G(k) = 6,3 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Štatistickú závislosť priemernej priepustnosti od hĺbky H stredú skúšaného úseku (m) pre uvedených 25 skúšaných úsekov hutianskeho a zubereckého súvrstvia v Spišskej Magure v intervale hodnôt $H = 4\text{--}133$ m vyjadruje regresná lineárna rovnica $Z(H) = 4,02 - 0,114 H$ s koeficientom lineárnej korelácie $r = -0,613$. Po konverzii hodnôt indexu Z na koeficient filtrácie k ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) uvedenej lineárnej regresnej rovnici zodpovedá exponenciálna závislosť

$$k(H) = 1,5 \cdot 10^{-5} \exp(-0,0824 H).$$

Negatívna korelácia tu existuje so štatistickou istotou 99,9 %. Pri koeficiente determinácie $r^2 = 0,376$ tak možno konštatovať, že v skúšanom súbore údajov je priemerná priepustnosť na 38 % determinovaná hĺbkovou pozíciou skúšaného úseku.

Na rozdiel od početných iných regiónov centrálnokarpatského paleogénu sa v Spišskej Magure prejavuje pozitívna korelácia medzi priepustnosťou a podielom pieskovcov v skúšanom úseku vrtu. Závislosť priemernej priepustnosti (vyjadrenej indexom priepustnosti Z) od podielu p pieskovcov a zlepcov v skúšanom úseku vrtu tu vyjadruje regresná rovnica $Z(p) = 3,06 + 1,052 p$ s koeficientom korelácie $r = 0,240$. Hodnoty p skúšaných úsekov majú rozpätie 0,13 až 1,00 s mediánom $\text{Md}(p) = 0,49$. Štatistickú významnosť zistenej korelácie charakterizuje štatistická istota $P = 98,7$ %.

Po vylúčení úsekov situovaných vo väčšej hĺbke (so spodnou hranicou úseku v hĺbke väčšej ako 63 m a s väčšou hodnotou H ako 36 m) sa získal súbor údajov hydrodynamických skúšok z 21 úsekov situovaných v pripovrchovej zóne. Efektívnu prietočnosť týchto úsekov charakterizuje rovnaké rozpätie hodnôt Y a koeficientu prietočnosti ako v súhrnnom súbore 25 úsekov. Priemer $M(Y) = 4,97$ má rovnakú hodnotu ako medián $\text{Md}(Y)$ a zodpovedá mu geometrický priemer $G(T) = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Priemernú priepustnosť úsekov v pripovrchovej zóne vyjadrujú hodnoty $Z = 2,90\text{--}4,90$ s aritmetickým priemerom $M(Z) = 3,82$, ktorému zodpovedá geometrický priemer koeficientu filtrácie $G(k) = 9,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou v súbore údajov obmedzených na pripovrchovú zónu vyjadruje regresná rovnica $Z(H) = 4,39 - 0,0358 H$ s koeficientom korelácie $r = -0,600$. Z porovnania regresných koeficientov vyplýva, že rýchlosť poklesu priepustnosti v pripovrchovej zóne je podstatne vyššia ako pre súhrnný súbor zahŕňajúci aj údaje z väčšej hĺbky. Po konverzii na koeficient filtrácie k uvedenej lineárnej rovnici zodpovedá exponenciálna závislosť

$$k(H) = 3,4 \cdot 10^{-5} \exp(-0,0824 H).$$

Závislosť priemernej priepustnosti od podielu pieskovcov sa v pripovrchovej zóne prejavuje menej výrazne ako v súhrnnom súbore, je však štatisticky signifikantná s istotou $P = 92,9$ %.

Vzhľadom na závislosť priemernej priepustnosti od hĺbky priemerné charakteristiky priepustnosti jednotlivých súvrství sú skreslené rozdielmi v priemernej hĺbke stredov skúšaných úsekov. Na objektívne porovnanie priemernej priepustnosti treba preto hodnoty priepustnosti očakávané podľa príslušnej regresnej rovnice posudzovať v určitej zvolenej porovnávacej hĺbke (Jetel a Vranovská, 1997). Skúmané údaje z prípoверхovej zóny hutianskeho a zubereckého súvrstvia Spišskej Magury možno tak na porovnanie s inými regiónmi charakterizovať hodnotami Z a k očakávanými pri hĺbke stredu skúšaného úseku $H = 10$ a 20 m: $Z(10 \text{ m}) = 4,03$, $Z(20 \text{ m}) = 3,67$, $k(10 \text{ m}) = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $k(20 \text{ m}) = 6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

V klasifikácii prietočnosti (Krásný, 1993) skúmané úseky prípoверхovej zóny hutianskeho a zubereckého súvrstvia Spišskej Magury možno označiť podľa hodnoty $G(T)$ ako zvodnenc III.–IV. triedy s nízkou až strednou prietočnosťou a s miernou variabilitou prietočnosti: $s(Y) = 0,46$, trieda IIIc–IVc. V klasifikácii priepustnosti (Jetel, 1982) priemerný koeficient filtrácie $G(k)$ týchto úsekov zodpovedá dosť slabo až mierne priepustným kolektorom IV.–V. triedy s veľkou variabilitou priepustnosti: $s(Z) = 0,54$, trieda IVd–Vd.

Na posúdenie možných rozdielov medzi hydraulickými charakteristikami hutianskeho a zubereckého súvrstvia napriek pomerne malému rozsahu vytvorených čiastkových súborov sa skúmali aj distribučné charakteristiky hydraulických parametrov oddelene pre úseky vrtov priradené k jednotlivým odlišným súvrstviam. Výsledky analýzy uvádza spolu s charakteristikami už opísaných spoločných súborov tab. 17. Treba pripomenúť, že všetky úseky zo zubereckého súvrstvia boli situované v prípoверхovej zóne (s maximálnou hĺbkou stredu úseku 30 m). Z porovnania hodnôt v tabuľke vyplýva pomerne výrazný rozdiel medzi úrovňou priepustnosti a sčasti aj prietočnosti medzi horninami porovnávaných súvrství. Pomery v Spišskej Magure sa tak výrazne odlišujú napr. od pomerov paleogénu Hornádskej kotliny, kde sú rozdiely medzi týmito súvrstviami nevýznamné.

Maximálna výdatnosť dosiahnutá pri hydrodynamických skúškach z jednotlivých vrtov je zhruba rovnaká v obidvoch súvrstviach a pohybuje sa v priemere okolo $0,60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V hutianskom súvrství sa však vyskytujú nižšie minimá v súbore hodnôt maximálnej výdatnosti jednotlivých vrtov ($0,04 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ oproti $0,22 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v zubereckom súvrství). Maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov s výnimkou anomálneho úseku C vo vrte SMJ-1 pri Veľkej Lesnej ($11,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) sa v obidvoch súvrstviach pohybujú okolo $1,5$ – $3,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pre skúmané čiastkové súbory boli vyčíslené aj regresné lineárne rovnice pre závislosť indexu priepustnosti Z od hĺbky stredu skúšaného úseku a od podielu pieskovcov. Výsledky uvádza tab. 18. Štatisticky významná je tu iba závislosť od hĺbky, kým závislosť od podielu pieskovcov vzhľadom na pomerne malý rozptyl hodnôt p v čiastkových súboroch sa významne neprejavuje.

Tab. 17 Charakteristiky distribúcie hydraulických parametrov hornín paleogénu Spišskej Magury. Podľa J. Jetela.

Súvrstvie	n	R(Y)	M(Y)	s(Y)	R(Z)	M(Z)	s(Z)	G(T)	G(k)
zuberecké (PPZ)	8	4,68–5,81	5,20	0,39	3,81–4,51	4,22	0,36	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$
hutianske	17	3,96–5,57	4,82	0,46	2,16–4,90	3,39	0,70	$9,1 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-6}$
hutianske (PPZ)	13	3,96–5,57	4,83	0,45	2,90–4,81	3,57	0,65	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$
zuberecké + hutianske	25	3,96–5,81	4,94	0,47	2,16–4,90	3,65	0,72	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-6}$
zuberecké + hutianske (PPZ)	21	3,96–5,81	4,97	0,46	2,90–4,90	3,82	0,64	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-6}$

PPZ – prípravná zóna; n – počet údajov; R(Y), R(Z) – rozptätie hodnôt Y a Z; M(Y), M(Z) – aritmetický priemer hodnôt Y a Z; s(Y), s(Z) – smerodajná odchýlka hodnôt Y a Z; G(T), G(k) – geometrický priemer koeficientu prietochnosti T a koeficientu filtrácie k.

Tab. 18 Charakteristiky vzťahu indexu priepustnosti, hĺbky stredy skúšaného úseku vrtnu a podielu pieskovec v tomto úseku. Podľa J. Jetela.

Súvrstvie	n	a_H	b_H	r_H	a_p	b_p	r_p
zuberecké (PPZ)	8	4,60	0,0324	-0,618			(0,060)
hutianske	17	3,74	-0,0087	-0,544	3,03	0,840	0,310
hutianske (PPZ)	13	4,10	-0,0289	-0,532	3,33	0,520	0,215
zuberecké + hutianske	25	4,02	-0,0114	-0,613	3,06	1,052	0,240
zuberecké + hutianske (PPZ)	21	4,39	-0,0358	-0,600			(0,161)

a_H , b_H , r_H – parametre regresnej rovnice $Z(H) = a_H + b_H \cdot H$ závislosti indexu priepustnosti Z od hĺbky H stredy skúšaného úseku vo vrte a koeficient korelácie; a_p , b_p , r_p – obdobné parametre pre závislosť indexu Z od podielu p pieskovec v skúšanom úseku vrtnu (kurzívou sú označené málo významné vzťahy).

Vzhľadom na pomerne malú hustotu údajov o hydraulických parametroch z vrtov bolo nevyhnutné použiť na komplexné regionálne zhodnotenie týchto parametrov aj nepriame hydrometrické a hydrochemické metódy (Jetel, 1989, 1997, 1999b; Jetel a Kullman, 1989). Na základe komplexného zhodnotenia údajov z vrtov a výsledkov nepriamych metód možno sformulovať zovšeobecňujúcu charakteristiku prietočnosti a priepustnosti hornín hutianskeho a zubereckého súvrstvia v Spišskej Magure. Prietočnosť dolinovej kategórie, charakterizujúcu depresné časti územia s hladinou prvej zvodne v blízkosti povrchu (Jetel, 1990), v najlepších prípadoch reprezentujú hodnoty koeficientu prietočnosti T okolo 1.10^{-4} až $5.10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V klasifikácii Krásného (1993) to zodpovedá strednej prietočnosti III. triedy a kvalifikuje zvodnenec ako vhodný na väčšie odbery na miestne zásobovanie vodou. Vyššie hodnoty sa vyskytujú ojedinele v niektorých častiach puklinových zón pri zlomových pásmach. V paleogéne depresných častí územia sa najčastejšie vyskytujú zvodnenec s dolinovou prietočnosťou $T = 4.10^{-5}$ až $1.10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (nízka prietočnosť IV. triedy, zvodnenec vhodný nanajvyš na malé odbery na miestnu potrebu). Priemerná svahová prietočnosť v najväčšej časti územia je charakterizovaná hodnotami T v rozpätí 5.10^{-6} až $4.10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Priemerné hodnoty koeficientu filtrácie v najlepšie priepustných najvrchnejších častiach príporchovej zóny sa pohybujú zhruba v rozpätí $k = 1.10^{-5}$ – $3.10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, takže v klasifikácii priepustnosti (Jetel, 1982) ide o mierne priepustný kolektor IV. triedy. Väčšina priemerných hodnôt v príporchovej zóne má potom rozpätie $k = 3.10^{-7}$ – $1.10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (dosť slabá až slabá priepustnosť V.–VI. triedy). V partiách zubereckého súvrstvia s výraznou prevahou pieskocov možno pritom očakávať zhruba 2x až 3x vyššiu priemernú priepustnosť ako v prevažne pelitických partiách hutianskeho súvrstvia.

V porovnaní s obdobnými sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu na bezprostredne priľahlom území Poľska je zistená výrazne vyššia priepustnosť hutianskeho a zubereckého súvrstvia v Spišskej Magure ako hodnoty, ktoré pre podhalský flyš uvádzajú Malecka a Murzynowski (1978) a Malecka (1981). S výnimkou karbonátového eocénu hlavným kolektorom je tam však takisto príporchová zóna (Chowaniec, 1991; Kępińska, 1997).

Hydraulické parametre hornín bradlového pásma a haligovskej jednotky

Pre absenciu hydrogeologických vrtov v horninách haligovskej jednotky a skúmaného úseku bradlového pásma bolo nevyhnutné na získanie odhadu priemerných charakteristík hydraulických parametrov týchto hornín použiť analógiu s inými územiami, kde sú k dispozícii údaje z vrtov, a nepriame metódy využívajúce interpretáciu hydrometrických alebo hydrochemických údajov v kombinácii s geomorfometrickými parametrami (Jetel a Kullman, 1989; Jetel, 1989, 1997).

Pre karbonátové zlepenice typu Axamitka paleogénu haligovskej jednotky z nepriamej hydrogeochemickej metódy vychádza odhad priemerného koeficientu filtrácie okolo $5.10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a priemerná prietochnosť okolo $3.10^{-4} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$. Obdobné sú aj odhady uvedených charakteristík pre pripovrchovú zónu pročsko-jarmutského súvrstvia. O niečo nižšie odhady vychádzajú pre kriedové sliene bradlového pásma (Jetel, 1999b).

Hydraulické parametre mezozoických hornín ružbašského ostrova

Mezozoické horniny ružbašského ostrova charakterizujú Mlynarčík a Petriwaldský (1990) týmito priemernými hodnotami: porušené a skrasovatené vápence stredného triasu $Z = 4,46$, $Y = 6,52$; porušené dolomity a vápence stredného a vrchného triasu $Z = 5,88$, $Y = 4,23$; silno porušené a rozpukané dolomity stredného a vrchného triasu $Z = 5,39$, $Y = 6,80$; piesčité ílovce a slienité vápence spodnej jury $Z = 2,83$ a $Y = 5,11$.

Hydraulické parametre kvartérnych kolektorov

Väčší počet údajov o hydraulických parametroch kvartérnych kolektorov je k dispozícii iba z fluviaálnych štrkov v náplavoch Dunajca pri Spišskej Starej Vsi, Majeroch a Červenom Kláštore. Najväčší počet údajov je sústredený pri vyústení doliny potoka Rieka na s. okraji Spišskej Starej Vsi. Hrúbka kvartérneho zvodnenca v štrkoch dnovej výplne nivy Dunajca tu dosahuje 2,4–4,7 m s priemerom okolo 3,5 m. Maximálna dosiahnutá výdatnosť vrtov pri prieskumných čerpacích skúškach dosahovala 1,4–6,2 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Index prietochnosti leží v intervale $Y = 5,79$ až 6,57 okolo mediánu $\text{Md}(Y) = 6,36$. Aritmetickému priemeru $M(Y) = 6,30$ tu zodpovedá odhad geometrického priemeru koeficientu prietochnosti $G(T) = 2,9.10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ pri rozpätí jednotlivých hodnôt $T = 8.10^{-4}$ – $5.10^{-3} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$. Zvodnené štrky v nive Dunajca pri Spišskej Starej Vsi možno tak klasifikovať ako zvodnenec s vysokou prietochnosťou II. triedy s malou variabilitou prietochnosti: $s(Y) = 0,26$, trieda IIb. Index priepustnosti Z má rozpätie 5,35–6,24 s mediánom $\text{Md}(Z) = 5,94$. Aritmetickému priemeru $M(Z) = 5,89$ zodpovedá odhad geometrického priemeru koeficientu filtrácie $G(k) = 1,1.10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pri rozpätí jednotlivých hodnôt $k = 3.10^{-4}$ – $2,5.10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Sú to v priemere silno priepustné kolektory II. triedy s malou variabilitou priepustnosti: $s(Z) = 0,28$, IIb.

Ďalej po toku rieky pri Majeroch tento zvodnenec má nižšiu hrúbku (0,7–2,2 m s mediánom 2,0 m) a podstatne vyššiu variabilitu hydraulických parametrov [$Y = 5,04$ – $6,84$, $\text{Md}(Y) = 5,95$, $s(Y) = 0,74$; $Z = 5,00$ – $6,99$, $\text{Md}(Z) = 5,95$, $s(Z) = 0,83$]. Maximálna výdatnosť vrtov tu má značné rozpätie, 0,07–8,3 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ s mediánom 1,2 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$. Malú variabilitu vykazujú ojedinelé vrty na brehu Dunajca v Červenom Kláštore s hrúbkou zvodnenca 2–4 m ($Y = 5,90$ – $5,99$, $Z = 5,50$ až 5,73) a s maximálnou výdatnosťou vrtov okolo 1 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$.

Štrky dnovej výplne pravobrežnej nivy Dunajca medzi Spišskou Starou Vsou a Červeným Kláštorom predstavujú zvodnenec vhodný na sústredené odbery podzemnej vody pre menšie skupinové vodovody a väčšie obce. V Spišskej Starej Vsi je tento zvodnenec zdrojom skupinového vodovodu Spišská Stará Ves – Matiašovce s celkovým odberom $9,2 \text{ l.s}^{-1}$.

Chemické zloženie a kvalita podzemných vôd

Celková mineralizácia vôd prameňov v horninách paleogénu Spišskej Magury vykazuje rozpätie $0,19\text{--}0,54 \text{ g.l}^{-1}$ so strednými hodnotami okolo $0,29 \text{ g.l}^{-1}$ v prevažne pieskoccových vývoch zubereckého súvrstvia a okolo $0,36 \text{ g.l}^{-1}$ v ostatných častiach zubereckého súvrstvia a v hutianskom súvrství. Výrazne prevažuje typ $C_{\text{IIIa}}^{\text{Ca}}$ a $C_{\text{II}}^{\text{Ca}}$. Podľa molárnej klasifikácie (Jetel a Pačes, 1979) je najčastejšie zastúpená subfácia C–Ca–Mg, za ktorou ako druhá nasleduje najčastejšie zastúpená subfácia C–Ca–S. V Gazdovej klasifikácii takmer všetky vody prameňov obýčajných vôd patria k základnému (prevažne výraznému) typu Ca–(Mg)–HCO₃.

Na zložení vôd z vrto v sa prejavuje vertikálna zonálnosť. V najvrchnejšej časti pripovrchovej zóny (do hĺbky 8–10 m) v horninách paleogénu boli zastihnuté zväčša vody podzóny $C_{\text{II}}^{\text{Ca}}$ s mineralizáciou $0,32\text{--}0,49 \text{ g.l}^{-1}$, spravidla ako typ $C_{\text{IIIa}}^{\text{Ca}}$ alebo $C_{\text{II}}^{\text{Ca}}$, najčastejšie v subfácii C–Ca–Mg. V tomto pásme sa ojedinele vyskytujú sulfátové vody typov $S_{\text{II}}^{\text{Ca}}$ až $S_{\text{IV}}^{\text{Ca}}$. V hlbších častiach pripovrchovej zóny (10–60 m pod povrchom) boli zastihnuté vody podzóny C_{Ca1} alebo hlbšej podzóny $C_{\text{Na1}}^{\text{Na}}$. Vody podzóny C_{Ca1} vystupujú vo forme typov C_{Ca1} a $C_{\text{Mg1}}^{\text{Mg}}$ s mineralizáciou $0,41\text{--}0,55 \text{ g.l}^{-1}$. Predstavujú subfáciu C–Ca–Mg a C–Mg–Ca a výrazný typ Ca–Mg–HCO₃ v zmysle Gazdovej klasifikácie. Vody podzóny $C_{\text{Na1}}^{\text{Na}}$ v hĺbke do 60 m predstavujú už výrazný typ Na–HCO₃ a subfáciu C–Na–S alebo C–Na–Mg s mineralizáciou $0,58\text{--}0,93 \text{ g.l}^{-1}$ a s príznačnou prevahou Mg nad Ca [$r(\text{Mg}/\text{Ca}) = 1,03\text{--}2,12$]. Vody podzóny $C_{\text{Na1}}^{\text{Na}}$ sú charakteristické aj pre hlbšie partie paleogénu poniže pripovrchovej zóny. Mineralizácia doteraz zastihnutých vôd tejto podzóny dosahovala $0,57\text{--}1,36 \text{ g.l}^{-1}$ s najhojnejšou subfáciou C–Na–Cl a opäť s prevahou Mg nad Ca.

Kvalita podzemnej vody vo vrchných častiach pripovrchovej zóny je pomerne priaznivá. Vody prameňov spravidla vyhovujú požiadavkám na pitnú vodu. Ojedinele majú vyšší obsah Mn. Obsah dusičnanov je nízky ($3\text{--}4 \text{ mg.l}^{-1}$). Kvalita vôd z vrto v závisí od hĺbkovej pozície. V hĺbke do 8–10 m spravidla vyhovuje požiadavkám na pitnú vodu, ojedinele s prekročením medzných hodnôt Mn, Fe a organických látok. S problémami sa stretávame až v nátriovo-hydrogénkarbonátových vodách podzóny $C_{\text{Na1}}^{\text{Na}}$. Ich hlavným nedostatkom popri vysokom pH a nízkom obsahu Ca a Mg je zvýšený obsah amónnych iónov a miestami aj H₂S. Vody typu Na–HCO₃ z väčšej hĺbky vykazujú miestami ešte vyššie pH (až 9,0) a vyšší obsah organických látok spolu s H₂S.

pitné vody vyhovujú spravidla vody pririečnej zvodne Dunajca (ojedinele s vyšším obsahom Fe a Mn).

Chemické zloženie podzemných vôd haligovskej jednotky a bradlového pásma je značne monotónne. Predstavujú spravidla výrazný základný typ Ca–Mg–HCO₃ podľa Gazdovej klasifikácie s celkovou mineralizáciou 0,30–0,55 g.l⁻¹, s výraznou prevahou subfácie C–Ca–Mg. Pre veľmi výrazne vyhranené vody karbonátových zlepcov Axamitka paleogénu haligovskej jednotky je príznačný nápadne zvýšený podiel Mg spolu so zvýšeným podielom Ca a extrémne nízkou koncentráciou alkálií.

Minerálne a termálne vody

V skúmanom území sa vyskytujú dva geneticky odlišné a priestorovo diferencované typy minerálnych vôd – uhličité vody (kyselky) na j. okraji územia a sírne vody v s. časti územia.

Pruh uhličitých vôd viazaných na podtatranské zlomové pásmo sa v skúmanom území tiahne od j. okolia Lendaku cez Výbornú, Slovenskú Ves, Vojňany a Podhorany až po Toporec. Ďalej na SV sa potom objavujú vývery uhličitých minerálnych vôd vo Vyšných Ružbachoch a v ich jz., j. a v. okolí a pokračujú cez Lackovú do jz. okolia Kamienky.

Minerálne vody Vyšných Ružbách vystupujú v prameňoch aj vo vrtoch. Kolektorom sú vápence a dolomity stredného triasu krížňanského príkrovu. Celková mineralizácia vôd prameňov dosahuje 0,69–2,15 g.l⁻¹. Vrt VR-5 (Mlyнарčík a Petrivaldský, 1990) 500 m s. od okraja obce v hĺbke 254–330 m zistil uhličitú vodu teplú 24 °C s mineralizáciou 3,52 g.l⁻¹ s maximálnou výdatnosťou 3,5 l.s⁻¹. V súčasnosti sa ako jediný zdroj v kúpeľnej prevádzke využíva vrt Izabela so slabo mineralizovanou hydrogenuhličitanovou vápenato-horečnatou studenou uhličitou vodou typu C^{Ca}_{II} a subfácie C–Ca–Mg (v súčasnosti s teplotou 21 °C a priemernou využívanou výdatnosťou 15–28 l.s⁻¹). Popri pretrvávajúcej hypotetickej predstave o napájaní minerálnych vôd Vyšných Ružbách z mezozoika Belianskych Tatier sme sformulovali aj iné hypotézy o ich možnom napájaní (Jetel et al., 1993; Jetel, 1995) – po ojedinelých, hlboko otvorených vertikálnych komunikáciách z paleogénu Spišskej Magury do podložného mezozoika alebo po laterálnych komunikáciách od bradlového pásma.

Ostatné uvedené vývery uhličitých vôd podtatranského zlomového pásma na j. okraji skúmaného územia predstavujú najčastejšie vody typu C^{Ca}_I v subfácii C–Na–Ca, C–Ca–Na alebo C–Ca–Mg a ich mineralizácia sa pohybuje v rozpätí 0,85–2,65 g.l⁻¹ (ich chemické zloženie uvádza Jetel, 1999).

Vývery sírnych minerálnych vôd sú viazané na s. časť územia – na centrálnokarpatský paleogén v blízkosti styku s bradlovým pásmom alebo na bradlové pásmo. Sú to pramene pri Osturni, Lechnici, Červenom Kláštore, Veľkej Lesnej, vo Veľkom Lipníku a na SV od Kamienky s malou výdatnosťou a s minera-

lizáciou 0,5–1,7 g.l⁻¹. Vody patria väčšinou k typu C^{Na}₁. Prameň na zsz. okraji Veľkého Lipníka má aj zvýšený obsah fluóru (2,2 mg.l⁻¹) a voľného CO₂. V minulosti sa využívali sírne vody kúpeľov Smerdžonka (j. okraj Červeného Kláštora), vyvierajúce na línii nasunutia haligovskej jednotky a bradlového pásma na centrálnokarpatský paleogén. Minerálna voda predstavuje slabo mineralizovanú síranovo-hydrogénuhličitanovú sodno-vápenato-horečnatú sírnu vodu s mineralizáciou 1,44–1,60 g.l⁻¹ s obsahom 4,8 mg.l⁻¹. Nevyužívajú sa ani nové zdroje minerálnej vody s obsahom 9 mg.l⁻¹ H₂S, získané hydrogeologickým prieskumom (Klago, 1974).

Nové zdroje sírnych vôd boli zastihnuté vrtmi regionálneho hydrogeologického výskumu (Jetel et al., 1993). Vrt SMJ-1 na S od Veľkej Lesnej zastihol v hĺbke 126 m v porušených pieskovočoch a zlepenoch hutianskeho súvrstvia preliv minerálnej vody, ktorý je po zabudovaní výdatným zdrojom studenej sírnej vody typu C^{Na}₁ v subfácii C–Na–Cl s mineralizáciou 0,69–0,81 g.l⁻¹ a s obsahom 7,0–11,4 mg.l⁻¹ H₂S. Na trvalé využitie možno rátať s využitelným voľným prelivom 5 l.s⁻¹. Vrt SMJ-4 na J od Veľkej Frankovej je zdrojom sírnej vody typu C^{Na}₁ v subfácii C–Na–Ca a C–Na–Mg s mineralizáciou 0,53–0,65 g.l⁻¹, s obsahom 2,1 mg.l⁻¹ H₂S a s voľným prelivom 0,2 l.s⁻¹.

V mezozoických karbonátoch v podloží paleogénu najmä v s. polovici územia – v Zamagurí – možno očakávať možnosť získania zdrojov geotermálnych vôd vrtmi do podložia paleogénu hlbokými 1 500–2 000 m. Očakávanú výdatnosť možno predbežne stanoviť na 1–20 l.s⁻¹ (priemerne okolo 5 l.s⁻¹) na 1 vrt (Jetel et al., 1993). Teplota vôd po ich narazení na báze paleogénu sa bude pohybovať zväčša v rozpätí 51–66 °C. Pôjde spravidla o typ Ca–Mg–HCO₃ s mineralizáciou niekoľko málo g.l⁻¹. V súčasnosti by bolo najvhodnejšie využiť zakonzervovaný vrt VR-7 na S od Reľova hlboký 1 200 m (Mlynarčík a Petrivaldský, 1990), kde možno očakávať narazenie mezozoika po prehĺbení o 400–500 m s možnosťou získania vody teplej 53–57 °C.

Prúdenie a odtok podzemných vôd

Najväčšia časť lokálnych subsystémov prúdenia (Tóth, 1963) prechádza do povrchového odtoku rozptýleným prestupom, malá časť v prameňoch. Priemerná výdatnosť prameňov zriedkavo prekračuje 1 l.s⁻¹. Priemerná výdatnosť nameraná pri mapovaní sa pohybuje okolo 0,15 l.s⁻¹, z toho v priaznivejšej, vyššie položenej z. časti Spišskej Magury priemerne okolo 0,26–0,30 l.s⁻¹ a okolo 0,07–0,15 l.s⁻¹ v strednej a v. časti územia.

Od pomerov v paleogéne Spišskej Magury sa výrazne líšia obehové pomery v mezozoických karbonátoch haligovskej jednotky a bradlového pásma. Dva najväčšie pramenné vývery v skúmanom území predstavujú krasový výver z jurských až spodnokriedových vápencov v tiesňave Dunajca (Storočný prameň s výdatnosťou 10–30 l.s⁻¹ a kontaktný bariérový prameň Dolinky na strmom

úpätí Haligovských skál pri Veľkom Lipníku s výdatnosťou 3–16 l.s⁻¹), zo zlepcov Axamitka a vápнитých pieskocov paleogénu haligovskej jednotky.

Z priemerných hodnôt koeficientu filtrácie pripovrchovej zóny hornín paleogénu a z priemerných sklonov svahov územia $J = 0,207–0,261$ možno odhadnúť pravdepodobné rozpätie najčastejších hodnôt filtračnej rýchlosti v blízkosti povrchu terénu na $v = 6.10^{-8}–2.10^{-6}$ m.s⁻¹. Pri predpokladanom priemernom koeficiente účinnosti filtračného prierezu v pripovrchovej zóne $m_A = 0,05–0,10$ pre najvrchnejšiu časť tejto zóny vyjde rozpätie najčastejších hodnôt efektívnej rýchlosti podzemnej vody $u = 2.10^{-5}–8.10^{-5}$ m.s⁻¹, t. j. približne 0,1–2 m.d⁻¹.

V hydrologických rokoch 1992–1993 prebehlo v Spišskej Magure režimové sledovanie povrchových prietokov na 4 staniciach. Na základe podrobnej analýzy nameraných údajov (Jetel et al., 1993) boli pre dané obdobie stanovené hodnoty základného odtoku, uvedené v tabuľke 19.

Tab. 19 Základný odtok a merný podzemný odtok podľa sledovania prietokov na povrchových tokoch v rokoch 1992–1993. Podľa J. Janočka.

Tok	Stanica	Plocha povodia (km ²)	Q (l.s ⁻¹)	q (l.s ⁻¹ .km ⁻²)
Osturniansky potok	Osturňa	39,59	211,4	5,34
Rieka	Spiš. Stará Ves	64,17	251,5	3,92
Lesniansky potok	Haligovce	31,93	60,6	1,90
Toporský potok	Toporec	21,07	50,1	2,38

Q – základný odtok odvodený ako priemer z výsledkov 6 interpretačných metód (Jetel et al., 1993), q – merný podzemný odtok stanovený ako základný odtok delený plochou povodia.

Základný odtok pre zvyšné nesledované povodia sa stanovil analógiou na 887 l.s⁻¹. Základný odtok pre celé sledované územie Spišskej Magury s plochou 399 km² potom po zaokrúhlení predstavuje 1 460 l.s⁻¹, čomu zodpovedá merný podzemný odtok 3,66 l.s⁻¹.km⁻². Nápadný je rozdiel medzi povodiami v z. časti územia (Osturniansky potok, Rieka) s merným podzemným odtokom $q = 3,92$ až 5,34 l.s⁻¹.km⁻² a v. časťou územia ($q = 1,90–2,38$ l.s⁻¹.km⁻²). Príčinu týchto rozdielov možno pripísať vyšším zrážkam a vyšším podielom pieskocov v z. časti územia. Hodnota 1 460 l.s⁻¹ sa prijala ako prognózne prírodné zdroje podzemnej vody v skúmanom území.

Koeficient podzemného odtoku (podiel podzemného odtoku na celkovom množstve spadnutých zrážok) sa pohybuje od 6–9 % v povodí Lesnianskeho a Toporského potoka po 15–19 % v povodí Osturnianskeho potoka.

Využitelné zdroje podzemnej vody

Prognózne využitelné množstvo podzemnej vody pre paleogén Spišskej Magury sa vyčíslilo na 94 l.s^{-1} pitnej vody a 15 l.s^{-1} minerálnej vody. Z kvartérnych zvodnencov poriečnej zvodne v nive Dunajca medzi Lysou nad Dunajcom a Červeným Kláštorom možno získať prognózne množstvo 31 l.s^{-1} . Pre územie paleogénu a kvartéru Spišskej Magury tak vychádza spolu 125 l.s^{-1} pitnej vody, pre ružbašské mezozoikum sa stanovila prognóza 58 l.s^{-1} vodárensky využiteľnej podzemnej vody. Uvedené množstvá nezahŕňajú prognózu 15 l.s^{-1} minerálnej vody v území paleogénu ani 25 l.s^{-1} uhličitej minerálnej vody v ružbašskom mezozoiku.

Ak dáme do vzťahu vyčíslené prognózne množstvo obvyčajnej podzemnej vody z paleogénu a kvartéru Spišskej Magury (bez ružbašského mezozoika) a plochu územia, vychádza modul využiteľného množstva $0,32 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Vyčíslené prognózne množstvo 125 l.s^{-1} tvorí iba 8,6 % z prírodných zdrojov podzemnej vody vytvorených infiltráciou v území paleogénu. Svedčí to o značnej rozptýlenosti využiteľných zdrojov z hľadiska racionálneho a ekonomického zachytenia.

GEOLOGICKÉ FAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Región Spišskej Magury v zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie územia Západných Karpát (Matula, 1965) patrí do regiónu karpatského flyšu, oblasti flyšových vrchovín a čiastočne (územie južne od potoka Biela) aj do regiónu jadrových pohorí, oblasti vysokých jadrových pohorí s glaciálnym a hŕňným reliéfom.

Územie je významné nielen z hľadiska prírodných fenoménov, ktoré boli hlavným dôvodom zriadenia národných parkov (TANAP a PIENAP), ale aj geologických faktorov životného prostredia. Pod *geologickými faktormi* v zmysle Matulu a Ondrášika (1990) rozumieme také geologické objekty a procesy, ktoré podstatným spôsobom ovplyvňujú kvalitu geologického prostredia, a stávajú sa tak limitujúcimi činiteľmi jeho vývoja. Geofaktory teda môžu mať charakter *geopotenciálov a geobariér*.

K významným *geopotenciálom* daného regiónu patria *zásoby pitných, minerálnych a geotermálnych vôd a ložiská nerastných surovín*. V zmysle Jetela et al. (1993) k najvýznamnejším využívaným alebo čiastočne využívaným zdrojom pitných podzemných vôd patria pramene, prameniská a vrty na lokalitách Osturňa, Spišské Hanušovce – Gleboke, Reľov – Pod Bukovinou, Veľká Lesná – Huta, Toporec – Pustovec, Staroveská kotlina, Veľká Lesná, Stráňany, Podolíneč, Nižné Ružbachy a v úsekoch Lacková – Výborná, Ždiar – Podspády a iné. Uvedení autori na základe vlastných výsledkov prieskumu označili za perspektívne určité, doteraz nepreskúmané úseky povodia Dunajca (Osturňa, Rieka a Hardínsky potok, Lipník), Bielej a Popradu. Podzemná voda v uvedených lokalitách sa viaže na fluvialne náplavy riek a potokov a paleogénne sedimenty regiónu.

Minerálne vody v regióne Spišskej Magury sú dvojakého typu – uhličité a sírne. Uhličité vody sú krasovo-puklinové a viažu sa na vápence a dolomity krížňanského príkrovu ružbašského mezozoika. Ich vývery majú tesnú spojitosť so zlomami podtatranského zlomového pásma. Vyskytujú sa predovšetkým v kúpeľoch Vyšné Ružbachy, ale aj na iných lokalitách – Kamienska, Lacková, Toporec, Podhorany, Vojňany, Slovenská Ves, Výborná (Jetel et al., 1993). Sírne vody sa vyskytujú v s. časti územia regiónu a sú viazané na styk bradlového pásma a centrálnokarpatského paleogénu. Ide o pramene pri Osturni, Lechnici, Červenom Kláštore (bývalé kúpele), Veľkej Lesnej a Veľkom Lipníku. Nové zdroje sírnych vôd zistili uvedení autori vrtmi pri Veľkej Lesnej a Veľkej Frankovej.

V mezozoických karbonátoch v podloží paleogénu Spišskej Magury sa predpokladá možnosť získania zdrojov geotermálnych vôd v hĺbkovom intervale

1 500–2 000 m s odhadnutou výdatnosťou 0,5–20,0 l/s na 1 vrt a teplotou cca 51–66 °C (Jetel et al., 1993).

Z hospodársky významných *ložísk nerastných surovín* sa na území regiónu vyskytujú prakticky iba ložiská nerudných surovín – mezozoického vápenca a dolomitu a paleogénneho pieskovca. Sú využiteľné v cestnom staviteľstve. Ojedinele sa vyskytujú aj tehliarske suroviny. Vápence a dolomity sa v minulosti ťažili v niekoľkých lomoch. Najvýznamnejšie potenciálne ložisko (dosiaľ neťažené) je ložisko dolomitu a dolomitického vápenca Podolíneč. Praktickému využitiu nerastných surovín v rámci regiónu bránia však legislatívne bariéry – hranice národných parkov TANAP a PIENAP, hranica ochranného pásma PIENAP a ochranné pásma kúpeľov Vyšné Ružbachy.

K najvýznamnejším *geobariéram* regiónu patria *svahové deformácie, vodná erózia, zvetrávanie hornín, seizmicita, neotektonické poruchy a skládky odpadu*.

Svahové deformácie predstavujú významný geodynamický fenomén a súčasne reliéftvorný prvok územia. Do značnej miery odrážajú vývoj reliéfu v poslednom geologickom období, t. j. v kvartéri i v súčasnosti. Ich rozšírenie vcelku dobre odráža geologickú a tektonickú stavbu územia a priaznivé hydrogeologické a geomorfologické pomery. Z geologickej mapy je zrejmé, že svahové deformácie sa kumulujú predovšetkým v oblastiach budovaných hutianskym súvrstvom centrálnokarpatského paleogénu (dolina Bielej, ľavá strana doliny Popradu medzi Podolínečom, Vyšnými Ružbachmi a Kamienkou, ľavá strana doliny Lipníka, dolina Rieky medzi Spišskou Starou Vsou a Matiašovcami, resp. medzi Reľovom a Keheľom). Veľký počet svahových deformácií sa nachádza aj v území budovanom zubereckým, typickým flyšovým súvrstvom s približne rovnakým pomerom kalovcov a pieskovcov. V tomto prípade ide o územie s. od hrebeňa medzi kótami Repisko – Magurka – Bukovina, okolie Spišských Hanušoviec, Veterného vrchu a Kobyľej hory.

V zmysle klasifikácie Nemčoka et al. (1974) svahové deformácie regiónu možno zaradiť do skupiny zosúvania a plazenia, len v obmedzenej miere rútenia a stekania. Výrazne prevažujú rôzne typy zosuvov nad blokovými deformáciami typu blokových rozpadlín a blokových polí. Skalné zrútenia a opadávanie úlomkov sa vzhľadom na litologické zloženie hornín vyskytujú iba sporadicky, rovnako zriedkavé sú sutinové prúdy (múry) (napr. s. od Osturne). Zosuvy a blokové poruchy postihujú svahy so sklonitosťou pohybujúcou sa v intervale 6–35°, najčastejšie okolo 19° (priemerná sklonitosť). Možno konštatovať, že ide o pomerne strmé svahy. Z hľadiska tvaru prevládajú plošné zosuvy, ktoré miestami dosahujú pomerne veľké plošné rozmery, aj niekoľko km² (napr. Jezersko, Osturňa, Ždiar, Hágy, Vojňany). Frontálne a prúdové zosuvy sa vyskytujú menej často. Reliéf zosuvov je najčastejšie zvlnený, prípadne členitý, s početnými eleváciami (bloky) a depresiami, menej stupňovitý a vypuklý. Depresie sú niekedy vyplnené jazierkami. Výskyt potokov pretekajúcich povrchom je typický najmä pre veľké plošné zosuvy (napr. Ždiar, Osturňa,

Jezersko a okolie Reľova). Čo sa týka šmykovej plochy, väčšina zosuvov má zloženú šmykovú plochu, t. j. rotačno-planárnu. Zosuvy s typickou rotačnou plochou sa vyskytujú sporadicky, viažu sa na príbrežné svahy riečnych tokov budované ílovitými sedimentmi a majú malé plošné rozmery, najmä dĺžku (napr. okolie Stráňan a Vyšných Ružbách). Pokiaľ ide o hĺbku, tá sa pohybuje od 3 m až do 25 m. Ide teda o plytké (do 5 m), stredne hlboké (5–15 m) a hlboké (> 15 m) zosuvy. Z toho možno usudzovať, že zosúvajúce sa hmoty reprezentujú tak kvartérne svahové sedimenty, ako aj vrchnú zvetranú časť podložných paleogénnych hornín, a to bez ohľadu na úklon vrstiev. Z hľadiska aktivity v zmysle Špúrka (1976) ide spravidla o recentné, t. j. holocénne zosuvy. V prípade niektorých zosuvov veľkých plošných rozmerov spojených s blokovými porumi (napr. Osturňa, Jezersko, Ždiar) možno predpokladať pleistocénny vek a zaradiť ich k fosílnym zosuvom. Z hľadiska aktivity jednoznačne prevládajú potenciálne zosuvy nad aktívnymi.

Vzhľadom na priaznivú geologickú stavbu niektorých svahov vznikli v určitých oblastiach morfoloicky výrazné a mohutné blokové deformácie typu blokových rozpadlín a blokových polí. V ich predpolí sa spravidla vyskytujú plošné zosuvy. V zvislom profile to vyzerá tak, že nadložné, spravidla niekoľko metrov hrubé (niekedy aj s vložkami kalovcov) pieskovce sa v dôsledku gravitácie a uvoľňovania horizontálnych napätí po predchádzajúcej hlbokoj erózii vodného toku porušia trhlinami (často po predisponovaných puklinách), čím vznikajú blokové rozpadliny. Neskôr nastáva úplná individualizácia pieskovcov na samostatné bloky, ktoré sa zosúvajú v smere sklonu svahu po plastickejších kalovcových polohách. Na iniciáciu pohybu blokov stačí niekedy iba niekoľkokocentimetrová poloha zvetraného kalovca a prítok vody cez pukliny a trhliny do oblasti šmykovej plochy. Vzniknuté deformácie majú veľmi členitý povrch s množstvom depresii a elevácií, často vyplnených jazierkami. Jazierka sú situované medzi jednotlivými blokmi (kryhami), ktoré sa v dôsledku pohybu naklonili do svahu. Presakovaniu vody do podložja bráni nepriepustné kalovcové podložie. K najrozsiahljším blokovým deformáciám regiónu Spišskej Magury patria známe lokality Jezersko-Bukovina, Jezersko-Plašný vrch, Prostredný hrebeň, Magurka, Príslop, Repisko, širšie okolie Osturne, dolina potoka Jordanec, sz. od Lendaku a iné. Košťálik (1999) udáva výšku niektorých stupňov reprezentujúcich kryhy (bloky) na lokalite Jezersko-Bukovina až 10–50 m. Predpokladaná hĺbka šmykových plôch môže teda byť až 50 m.

Príčiny vzniku zosuvov v danom regióne sú prirodzené a antropogénne. K prirodzeným patrí gravitácia, zvetrávanie hornín, znižovanie pevnosti hornín v dôsledku zvetrávania a vody, bočná erózia vodných tokov, zrážky a priťaženie svahov zvetranými kvartérnymi sedimentmi či dažďovou vodou. Vzhľadom na historicky zistenú intezitu zemetrasenia 6–7° MSK-64 (pozri ďalej) možno pokladať seizmicitu za jeden zo spúšťacích faktorov zosuvov. Z antropogénnych príčin treba spomenúť najmä odlesňovanie a odstraňovanie trávnatého krytu,

nevhodné zásahy do svahu (odrezy a zárezy) a prítiaženie svahu násypom či inžinierskym dielom (budovy).

Hlavnými negatívnymi dôsledkami svahových deformácií v tomto regióne sú degradácia vzácnej poľnohospodárskej pôdy a lesných porastov, poškodzovanie a ohrozovanie existujúcich inžinierskych diel (ciest, obytných budov, elektrických vedení, potrubí a pod.).

Vodná erózia je ďalším významným geofaktorom regiónu, ktorý má povahu geobariéry. Na jej uplatnenie tu existujú vhodné geologicko-tektonické a sklonitostné pomery. Výraznou mierou k tomu prispievajú aj výdatné zrážky dosahujúce v priemere 700–1 200 mm za rok. Vodná erózia sa prejavuje ako plošná aj ryhová. Plošná erózia postihuje predovšetkým časti územia bez vegetačného pokryvu, a najmä intenzívne využívané na pasenie dobytky. V miestach absencie pokryvu dochádza k silným splachom povrchovej vrstvy zemín a následnej tvorbe erózných stružiek. Pokračujúcou eróziou do hĺbky vznikajú erózne ryhy. Ich rozšírenie v rámci územia regiónu je hojné (napr. východne od Toporca). Spätnou eróziou sa predlžujú ryhy do svahu. Zakončenie rýh vo svahu je často vejárovité, pri ústí do dolín vznikajú rôzne veľké dejekčné kužele. Negatívne dôsledky erózie spočívajú v odnose najvrchnejšej vrstvy zemín bohatej na organické látky, škody na porastoch a úrode a sťažovanie výstavby dopravných komunikácií (potreba mostov, priepustných objektov).

Bočná erózia súvisí s činnosťou povrchových tokov. V mnohých ich úsekoch nastáva podmieňanie brehov, čo má za následok znižovanie stability svahov a vznik zosuvov (napr. Poprad medzi železničnou stanicou Toporec a Hniezdňom, Rieka v úseku s. od Spišských Hanušoviec, Lipník pri Kamienke a Strážanoch).

Zvetrávanie hornín v rámci regiónu je vzhľadom na ich litologické zloženie pomerne významný geofaktor. Horniny sú v rôznej miere postihnuté účinkami mechanického a chemického zvetrávania, čo možno dokumentovať na mnohých odkryvoch. Okrem litológie tu hrá dôležitú úlohu stupeň tektonického porušenia, prítomnosť vody, teplota, prítomnosť organizmov a vegetácie. Produktom zvetrávania sú rôzne hrubé svahové, predovšetkým deluviálne sedimenty (ílovité, úlomkovito-ílovité, úlomkovité, ale aj kamenité a balvanovité). Ich hrúbka miestami presahuje 10 m. Eluviálne zvetraniny podľa Košťálik (1999) dosahujú hrúbku 2–5 m. Zvlášť slabo odolné proti zvetrávaniu sú kalovce. Hrúbka elúvia závisí aj od sklonu svahu. Na svahoch je väčšia než na plochých chrbtoch. Zvetraninové plášte podľa uvedeného autora sú fosílné a vznikali najmä v období posledného glaciálu a starého holocénu. Zvetrané horniny majú podstatne zníženú pevnosť a túto skutočnosť treba zohľadniť pri inžinierskogeologickom prieskume v súvislosti s výstavbou.

Seizmicita územia regiónu v porovnaní s územím Slovenska predstavuje významný geodynamický fenomén. Podľa výsledkov pozorovaní makroseizmickej intenzity územia bývalého Československa a Poľska od roku 1000 (Prochádzková

et al., 1978) dané územie patrí do oblasti s intenzitou $\geq 6^\circ$ (MSK-64). Maximálna intenzita 7° sa zistila v Spišskej Starej Vsi (1840). Nižšia intenzita sa zistila v lokalitách Toporec ($6,5^\circ$; 1901), Lendak (6° ; 1643), Matiašovce (6° ; 1890), Osturňa (6° ; 1901) a Hniezdne (6° ; 1901, za hranicu regiónu). Túto intenzitu potvrdzuje aj STN 730036 (1997) a registrované zemetrasenia označuje ako stredne silné. Intezita 6° a 7° predstavuje závažný fakt, ktorý treba brať do úvahy pri výstavbe najmä náročných inžinierskych diel a výpočte stability svahov. Vznik zemetrasení možno v zmysle uvedenej normy dať do súvisu s aktivitou dvoch hlbinných tektonických porúch, presnejšie podtatransko-ružbašského systému zlomov a zlomov príbradlovej oblasti.

Z aspektu výstavby náročných inžinierskych diel (priehrady, dopravné komunikácie, tunely a pod.) majú veľký význam *neotektonické poruchy*. V študovanej oblasti ich môže reprezentovať podtatranský zlom, pozdĺž ktorého sa v pleistocéne intenzívne zdvíhali Tatry.

K negatívnym antropogénnym zásahom do prírodného prostredia, ako sú výstavba inžinierskych diel, ťažba nerastov, znečisťovanie vôd a ovzdušia, patria aj *skládky odpadu*. V rámci regiónu sa zaregistrovalo spolu 95 skládok odpadu (Sihelníková a Pramuk, 1993; Grenčíková et al., 1993), z ktorých drvivá väčšina sú divoké. Tieto tzv. staré záťaže predstavujú pretrvávajúci potenciálny zdroj znečistenia podzemných a povrchových vôd, zvlášť ak sú s nimi v priamom kontakte a obsahujú nebezpečný a zvláštny odpad. Niekoľko divokých skládok sa zaregistrovalo dokonca aj v rámci národných parkov TANAP (Javorina, Podspády a Ždiar) a PIENAP (Červený Kláštor-kúpele a Veľký Lipník). Je vecou príslušných úradov, aby sa so starými záťažami vyrovnali minimálne v zmysle odporúčaní navrhnutých uvedenými autormi registrácie a prísne rešpektovali Nariadenie vlády SR č. 606/1992 o nakladaní s odpadom.

PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Na území regiónu majú hospodársky význam len nerudné nerastné suroviny využívané v cestnom staviteľstve (vápence a dolomity mezozoika a pieskovce paleogénu), ojedinele ako tehliarska surovina. V minulosti sa ťažili v niekoľkých lomoch (Franko, Ilavský a Zorkovský, 1964; Franko et al., 1964). Vyhlásenie časti územia za Pieninský národný park, resp. vymedzenie ochranného pásma PIENAP a zasahovanie časti územia do TANAP, ako aj do ochranného pásma kúpeľov Vyšné Ružbachy spôsobilo, že lomy, ktoré sa v minulosti ťažili, sa v súčasnosti priemyselne nevyužívajú. Drobné (cm) slojčky čierneho uhlia sú známe z dvoch výskytov regiónu vnútrokarpatského paleogénu. Rudné suroviny majú len nepatrný význam.

RUDNÉ SUROVINY

Mn zrudnenie

Ide len o mineralogický výskyt pri Haligovciach. V paleogénnych ílovcoch pribradlového flyšu sa vyskytujú polohy Mn bridlic hrubé do 30 cm s nízkym obsahom mangánu, 10–15 %. Za zdroj mangánu možno považovať mangánové zrudnenie v bradlovom pásme (Koděra et al., 1986).

Pyritové zrudnenie

Pyritové zrudnenie sa vyskytuje na sv. okraji obce Stráňany v čiernych bituminóznych bridliciach okrajového pásma flyšu. V tektonicky silno porušených zónach v nich vytvára kryštály pyritu veľké 2 až 3 cm s obsahom Fe 45,54 %, S 52,08 %, SiO_2 0,50 % a Al_2O_3 0,12 % (Koděra et al., 1990).

Ďalšie predpokladané typy mineralizácie

Na základe výsledkov šlichovej prospekcie, realizovanej v rokoch 1970 až 1979, stanovili Križáni et al. (1979) prognózne oblasti mineralizácie v regióne.

Vysokotatranská ilmenitová fácia vybieha aj na sever pozdĺž štátnej hranice (rieka Bialka) a zasahuje až do západných pramenných vetiev potoka Osturnianka v okolí obce Osturňa.

Zirkónová fácia s anomáliami turmalínu a ilmenitu s nepatrným zastúpením granátu zreteľne odlišuje paleogénne sedimenty Spišskej Magury od paleogénnych sedimentov Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny.

Cu mineralizácia s prospekčne významnými indíciami výskytu rumelky v regióne:

a) Indícia „Kardolína“ sa nachádza 2 km s. od Tatranskej Kotliny. Viaže sa na styk mezozoika Belianskych Tatier s borovským a hutianskym súvrstvom paleogénu Spišskej Magury.

b) Lendacká indícia je situovaná 1 až 3 km s. od Lendaku a rovnako ako indícia „Kardolína“ sa viaže na styk mezozoika Belianskych Tatier s hutianskym súvrstvom paleogénu Spišskej Magury.

c) Toporecká indícia je plošne rozsiahla. Štruktúrne je spätá s tektonickým stykom južného okraja mezozoika Ružbaškého ostrova, s hutianskym súvrstvom paleogénu Popradskej kotliny.

d) Vyšnoružbašská indícia zaberá plochu len 2 km², ale pozitívne šluchy prekračujú jej kontúry. Obsah rumelky v šlichoch je nízky. Táto indícia je štruktúrne spätá so zlomom obmedzujúcim ružbašský ostrov z juhu.

Najdôležitejšie regionálne anomálie (suma obsahu Cr + Co + Ni nad 1 030 ppm) sú medzi obcami Haligovce a Stará Ľubovňa.

Najdôležitejšie regionálne anomálie obsahu Mo od 3 do 10 ppm sú medzi obcami Spišská Stará Ves a Vyšné Ružbachy a medzi obcami Javorina a Ždiar.

Križani et al. (l. c.) stanovili v regióne zoskupenie najvýraznejších anomálií:

a) Zoskupenie anomálií I. – Ide o skupinu anomálií Cr + Co + Ni, Mo, Cu + Ag + Pb + Zn a Sr medzi Starou Ľubovňou a Spišskou Starou Vsou. Svojou veľkou plochou (desiatky km²), ale aj pestrou škálou zastúpených prvkov a vysokým obsahom indikačných prvkov je azda najdôležitejším uzlom anomálneho obsahu v celom skúmanom regióne (Vysoké Tatry – Prešov). Toto zoskupenie anomálií sa nachádza uprostred centrálnokarpatského paleogénu „pribradlovej“ zóny.

b) Skupina anomálií III. – Ide o skupinu anomálií Mo, Cu + Ag + Pb + Zn, Ag a Sr, nachádzajúcu sa medzi Veľkou Frankovou a Podspádmí. Tieto anomálie plošne koincidujú s paleogénnym flyšom Spišskej Magury a s mezozoikom Belianskych Tatier.

NERUDNÉ SUROVINY

V regióne sú z nerudných surovín zastúpené len stavebné suroviny, a to stavebný kameň, dekoračný kameň a suroviny na výrobu tehliarskych výrobkov.

Mezozoikum

Karbonátové suroviny

Dolomity stredného a vrchného triasu sa v oblasti regiónu ťažili v dvoch stenových lomoch, jedno ložisko je neotvorené.

Mezozoické karbonáty (dolomity, vápence a ich prechodné typy) krížňanského príkrovu ružbašského mezozoika sú reprezentované prevažne stredno- a vrchnotriasovými svetlosivými vápnitými dolomitmi až dolomitickými vápencami.

Najväčšie, ale neotvorené je ložisko Podolínec patriace VKaŠ Spišská Nová Ves. Nachádza sa v blízkosti kóty Čuba – 872 m n. m. – v katastri obce Podolíne v pásme ochrany PO-II, III kúpeľov Vyšné Ružbachy.

Ložisko budujú stredno- až vrchnotriasové dolomitické až dolomiticko-vápenkové komplexy (Macko a Novyzedlák, 1967). Celková hrúbka ložiska nebola overená. V roku 1995 sa na tomto ložisku v kategóriách A + B + C₁ evidovalo 5 450 tis. m³ nebilančných zásob.

V katastrálnom území obce Toporec sa nachádzajú ešte ďalšie dve ložiská dolomitu.

Ložisko Toporec, patriace VLaM Kežmarok, sa nachádza 2 km sz. od Toporca, 1,5 km v. od osady Pustovec. Surovinou na ložisku sú dolomitické vápence až vápnité svetlosivé dolomity prestúpené sieťou kalcitových žíl ač vápencové brekcie (Hudáček a Dojčáková, 1983). Hrúbka suroviny je cca 5 m. V r. 1991 sa v kategórii C₂ evidovalo 110 tis. m³ bilančných zásob. Ťažobňa je opustená.

Ložisko Toporec – Valink, patriace ŠM Spišská Belá, sa nachádza cca 2 km ssz. od Toporca v OP PIENAP. Ložisko budujú karbonátové sedimenty stredného triasu (Murko a Antonická, 1990). Surovinou sú rozličné typy dolomitov s maximálnou hrúbkou do 40 m. V r. 1995 sa v kategórii C₂ evidovalo 245 tis. m³ bilančných zásob, ročný úbytok je cca 9 000 m³. Surovina je vhodná na kamenivo, ako drobné kamenivo na výrobu mált značky Max. 100 a na použitie v poľnohospodárstve na hnojenie. Ťažba je občasná.

Asi 1 km na východ ťažili Vojenské lesy obdobnú surovinu v lome Toporec – Basy.

Strednojurské krinoidové vápence a vrchnojurské rádiolárové vápence a rádiolarity bradlového pásma na lokalite Kamienka I 2,4 km ssz. od Kamienky pri kóte 669,0 m n. m. po pravej strane potoka Riečka dosahujú hrúbku 40 m (Hudáček, 1971). Bilančné zásoby v kategórii C₂ (1995) predstavujú 146 tis. m³. Úbytok ťažbou za r. 1990 predstavoval 15 tis. m³. Od r. 1990 sa v lome neťaží.

Podobný lom (opustený) s tou istou surovinou sa nachádza ssz. od obce Kamienka po pravej strane cesty do Veľkého Lipníka. Oba lomy sa nachádzajú v OP PIENAP.

Na Kláštornej hore v obci Červený Kláštor sa nachádzal najväčší lom regiónu. Ako surovina sa ťažili (od r. 1924) jurské až spodnokriedové sivé lavicovité vápence bradlového pásma s ročnou produkciou cca 20 tis. m³ (Franko, Ilavský a Zorkovský, 1964). Ložisko sa neťaží, pretože sa nachádza v PIENAP.

Paleogén

Stavebné suroviny

V juhovýchodnej časti pohoria sa ako stavebný kameň ťažili pieskovce paleogénu (zuberecké súvrstvie) na ložisku Lendak cca 4 km sz. od Lendaku, na pravej strane potoka Rieka. Nachádza sa v OP PIENAP. Surovinou je veľmi pevný kremitý jemnozrnný až strednozrnný pieskovec, masívny, modrosivej farby (Antaš a Dojčáková, 1970). Hrúbka suroviny v otvorenej časti ložiska je cca 3 m. Bilančné zásoby v kategórii C₂ (1991) predstavujú (odhad) 200 tis. m³. Ťažba je občasná.

Tehliarske suroviny

Jediné, neotvorené ložisko Kamienka II sa nachádza 1,5 km jz. od stredu obce Kamienka (nad Sivárňou) v OP PIENAP. Ložisko tvoria deluviálne a eluviálne hliny s úlomkami pieskovcov a paleogénne ílovce s preplástkami pieskovcov s hrúbkou 5–10 cm (hutianske súvrstvie). Hrúbka úžitkovej suroviny kolíše v rozmedzí 3–28 m, priemerná hrúbka je 14,2 m (Hudáček a Rusinová, 1978). Bilančné zásoby v kategórii C₂ (1995) predstavujú 3 082 tis. m³. Surovina sa hodí na výrobu plných pálených tehál a jednoduchých mnohodierovaných výrobkov.

Západne od obce Lechnica sa v minulosti ťažilo ložisko tehliarskych hĺn.

Kvartér

Dekoračný kameň

V najvýchodnejšej časti regiónu sa vyskytujú travertíny na ložisku Vyšné Ružbachy 500 m j. až jz. od obce Vyšné Ružbachy. Sú viazané na miesta výveru podzemných teplých kyseliek. Sú pleistocénneho veku. Majú bielu a bielohnedú farbu, sú celistvé i pórovité, vrstvovité. Pokrývajú paleogénny podklad a vystupujú v podobe kopy. Hrúbka travertínov sa odhaduje na 20 m (Antaš a Dojčáková, 1970). Ložisko sa nachádza v OP kúpeľov a OP PIENAP. Bilančné zásoby v kategórii C₂ (1995) predstavujú 316 tis. m³. Kameňolom bol založený v r. 1880. Kameň pod názvom Spišský travertín sa vyvážal do cudziny. Surovina sa používala na výrobu obrubníkov, blokov a ako regulačný kameň. V lome sa každoročne konalo sochárske sympóziu. V súčasnosti sa v lome neťaží.

Ďalšie výskyty travertínov sú pozdĺž potoka Rieka pretekajúceho cez Nižné a Vyšné Ružbachy od Vojnianskej hory ku Kamienke na ploche 0,9 km².

Štrky a štrkopiesky

Menšie ložiská štrkopieskov v povodí Dunajca (napr. Majere) sú opustené.

Drahé a ozdobné kamene

V regióne sa nachádzajú aj lokality vytypované v rámci vyhľadávania drahých a ozdobných kameňov. Ide o skupinu šperkových, šperkovo-ozdobných a ozdobných kameňov. Sú to lokality Vyšné Ružbachy – travertín, Stráňany – rádiolarit (Antaš a Grecula, 1960), Veľký Lipník, Osturňa a Stráňany – odroda kremeňa – „marmarošský diamant“ (Ďuďa, 1987; Koděra et al., 1990).

Energetické suroviny

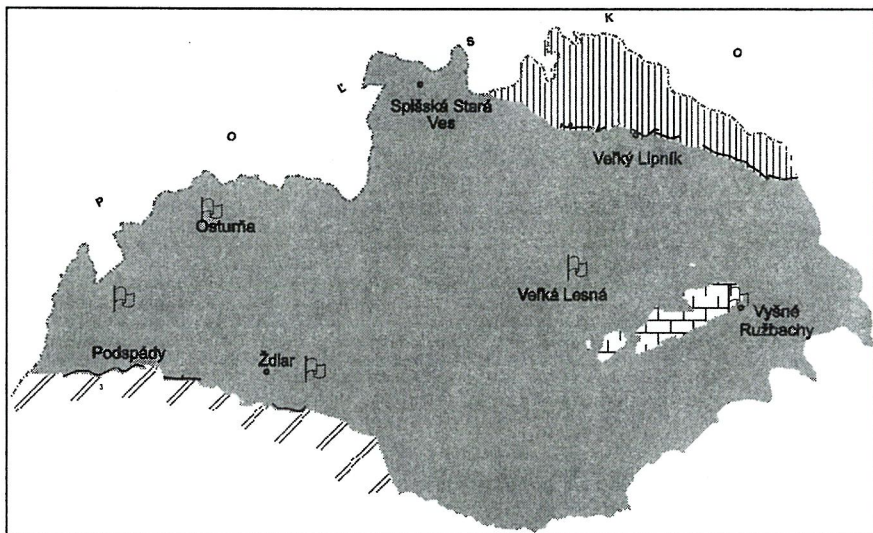
Energetické suroviny (ropa, zemný plyn, uhlie) sa v regióne neťažia ani nena-chádzajú v prespektívnych ložiskových akumuláciách. Mineralogický výskyt prakticky bezvýznamných, niekoľko cm hrubých vrstvičiek čierneho uhlia alochtón-neho pôvodu je v paleogénnych súvrstviach flyšu podtatranskej skupiny jv. od obce Stráňany (Koděra et al., 1990). Podobný výskyt je známy z Haligoviec (Franko, Ilavský a Zorkovský, 1964).

Geotermálna energia

Na geotermálnu aktivitu regiónu upozorňujú aj prírodné vývery geotermál-nych vôd vo Vyšných Ružbachoch (Pomorský et al. in Dojčáková et al., 1996). Ide tu o sústavu teplých sadrovcových kyseliek (19–24 °C) viazaných na karbonáty krížňanského príkrovu ružbašského mezozoika.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

V regióne Spišskej Magury sa nachádza viacero geologických lokalít, ktoré charakterizujú jednotlivé sedimenty budujúce región (obr. 30). Ich štúdium je vhodné nielen pre geológov, ale aj pre ostatných nadšencov geológie či študentov.



Obr. 30 Mapka znázorňujúca jednotlivé exkurzné geologické lokality (vlajka) v regióne Spišskej Magury. Zostavil J. Janočko.

Zlepence Tokárne: bralá po ľavej strane štátnej cesty vedúcej zo Ždiaru do Tatranskej Kotliny

V takmer súvislom, viac ako 100 m vysokom odkryve vystupujú vo forme brál vrchnoecénne sedimenty reprezentujúce „zlepence Tokárne“ (vysvetlivka č. 26). Sedimenty sú tvorené prevažne zlepencami, ktoré sa občas striedajú s pieskovecami (foto 4). Podiel pieskovecov sa smerom nahor zvyšuje, podobne badať trend stenčovania vrstiev smerom nahor a zlepšovania internej organizácie vrstiev (obr. 17). Zlepence sú tvorené angulárnymi a subangulárnymi úlomkami

mezozoických karbonátov (80 %), bridlicami, žilným kremeňom, kryštalinickými horninami (granitoidy, melafýry, rohovce) a úlomkami starších paleogénnych hornín (pieskovce, numulitové vápence, kalovce). Petrografické zloženie vrstiev je však nestále; niektoré vrstvy tvorí výlučne karbonátový materiál. Zlepence sú masívne a šikmo zvrstvené. Tvoria vrstvy hrubé do 2 m, často amalgamované. Zlepence sú často normálne a inverzne gradované.

Pieskovce sú hrubo- a strednozrnné. Sú masívne, horizontálne a šikmo zvrstvené. Hrúbka pieskovcových vrstiev kolíše od niekoľko cm do 1 m. V pieskovcoch často vidieť deformačné štruktúry, najmä štruktúry po úniku vody alebo záťažové štruktúry.

Opisované sedimenty pravdepodobne predstavujú výplň podmorského kaňonu zarezaného do starších paleogénnych hornín a do mezozoického podložja. Kaňon spájal plytkovodné prostredie okraja centrálnokarpatského paleogénneho bazénu s hlbokomorským prostredím. Vznik kaňonu prisudzujeme zníženiu morskej hladiny v dôsledku globálneho poklesu hladiny svetového oceánu alebo tektonického výzdvihu okrajových častí bazénu.

Zuberecké súvrstvie: odkryv v záreze potoka v obci Osturňa

V ľavom brehu potoka vystupujú striedajúce sa vrstvy kalovcov a pieskovcov. Kalovce sú hnedočiernej až čiernohnedej farby, sú masívne alebo horizontálne laminované s hrúbkou lamín do 1 mm. Kalovce sú usporiadané do vrstiev s hrúbkou 5–30 cm. Báza a strop vrstiev sú ostré.

Pieskovce sa nachádzajú v 5–50 cm hrubých vrstvách. Vrstvy majú ostrú alebo výmoľovú bázu. Pieskovce sú svetlohnedé, väčšinou strednozrnné. Sú paralelne a šikmo laminované. Na báze vrstiev možno nájsť prúdové stopy indikujúce smer paleoprúdenia na juhovýchod. Hrúbka vrstiev sa mení. V odkryve jasne vidieť dve deformačné štruktúry v pieskovcoch – synsedimentárne sklzové vrásky indikujúce určitú energiu reliéfu, na ktorom sa tieto sedimenty ukládali (obr. 20; foto 9).

Opisované sedimenty zubereckého súvrstvia sú interpretované ako sedimenty vzniknuté v turbiditnom depozičnom systéme, pravdepodobne v blízkosti agračasných valov. Poukazujú na to synsedimentárne deformačné vrásky.

Sedimenty zubereckého súvrstvia: odkryv v záreze potoka jv. od horárne, s. od Podspádov

Na ľavom brehu potoka vystupujú v cca 3 m vysokom odkryve striedajúce sa vrstvy kalovcov a pieskovcov, ktoré predstavujú „klasický“ vývoj zubereckého súvrstvia v zmysle Grossa et al. (1984). Vrstvy kalovcov sú hrubé cca 5–50 cm, smerom nahor sa ich hrúbka zväčšuje (foto 8). Báza vrstiev je ostrá, kalovce sú

masívne alebo horizontálne laminované. Pieskovce vytvárajú 5–20 cm hrubé vrstvy. Sú masívne, šikmo čerinovo zvrstvené a horizontálne laminované, pričom často vykazujú interval $T_{c,d}$ v zmysle Boumu (1962).

Sedimenty hutianskeho súvrstvia: odkryv v záreze potoka, Veľká Lesná

V záreze ľavého brehu potoka vysokom asi 5 m na severnom okraji obce Veľká Lesná vystupujú sedimenty hutianskeho súvrstvia (foto 7). Sedimenty sú tvorené čiernosivými kalovcami obsahujúcimi ojedinelé vrstvy pieskovcov. Kalovce sú masívne a horizontálne laminované. Hrúbka jednotlivých vrstiev je až 2 m. Pieskovce sú jemno- a strednozrné, masívne, horizontálne laminované a čerinovo šikmo zvrstvené. Hrúbka vrstiev pieskovcov je rôzna, od niekoľko cm do 20 cm.

LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1934: O tektonickém postavení Haligoveckého útesu v Pěninách. Zvlášť. otisk Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 10, 1–2, 12–12.
- Andrusov, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpat. *Carpatica*, Ř B (Praha), II, 3–50.
- Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, č. IV (stratigrafia doggeru a malmu) a V (stratigrafia kriedy). *Práce Št. geol. Úst. (Bratislava)*, 13, 1–176.
- Andrusov, D., 1949: Reambulované mapy Tatier – sukromný archív D. Andrusova.
- Andrusov, D., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, I, 1, 19–31.
- Andrusov, A., 1958: Geologická mapa druhohorného pásma Západných Tatier 1 : 25 000. Manuskript – archív Kat. geol. a paleont., FGGV UK, Bratislava.
- Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, zv. 1. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 304 s.
- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát, zv. II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 392 s.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1973: Guide to excursion E: Cretaceous–Palaeogene of the West Carpathians Mts. X Congres of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.
- Antaš, J. a Dojčáková, V., 1970: Inventarizácia ložísk nerastných surovín, list Stará Ľubovňa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Antaš, J. a Grecula, P., 1960: Stráňany – stavebný kameň – ZS, VP+PP. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Bac, M. a Moszaswili, M., 1981: Thrust zone of the Krížna nappe at Stoly in the Tatra Mts. (Poland). *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 68, 61–73.
- Began, A. a Samuel, O., 1987: Unifikácia litostratigrafických jednotiek čorštyňskej a kysuckej sukcesie v bradlovom pásme Považia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 44 s.
- Bieli, A., Nemčok, J. a Kullmanová, A., 1987: Karbonátové sedimenty na podtatranskom poruchovom systéme. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Birkenmajer, K., 1959: Znaczenie skalki Haligowieckej dla geologii Pieninskiego pasa skalkowego. *Rocz. Pol. Tow. geol. (Warszawa)*, 29, 1, 73–88.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 45, 7–159.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic Units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Warszawa, Polska Akad. Nauk*, 185 s.
- Birkenmajer, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Sudia geol. pol. (Warszawa)*, 88, 4, 7–32.

- Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusow Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. In: Geodyn. of the Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamirs Alpine Orogenic Zone (eds. Birkemajer and Gamgrelidze). *Sud. geol. pol.* (Warszawa), 91, 7–37.
- Birkenmajer, K. a Myczynski, R., 1984: Fauna i wiek juraskich wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek (Pieninski pas Skalkowy). *Stud. geol. pol.* (Warszawa), 83, Cz. V, 7–24, pl. 1–6.
- Borza, K., 1957: Poznámky o muránskom vápenci. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), VIII, 1.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 s.
- Buday, T., Cícha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 1–652.
- Burchart, J., 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 266, 895–907.
- Cibuľka, M., 1992: Hydrogeologické pomery paleogénu Spišskej Magury v povodí Rieky. Diplomová práca. Bratislava, PriF Univ. Komen., 56 s.
- Daněček, O. 1982: Zpráva o refrakčně-seismickém průzkumu v centrálněkarpatiském paleogénu východního Slovenska v roce 1981. Manuskript – archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Ďud'a, R., 1987: Gemmologická a genetická klasifikácia drahých a ozdobných kameňov Slovenska. *Miner. slov.* (Bratislava), 19, 4, 353–362.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 102, 41–50.
- Foetterle, F., 1859: Aufnahme von Saybusch, Sucha, Myslenice, Nurmarkt. Kroszienko, Popperthal, alt und neu Sandic. *Jahrbuch der h. h. geol. RAX Wien*.
- Franko, O., Ilavský, J. (ed.) a Zorkovský, B., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXI Spišská Stará Ves. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 10–13.
- Franko, O., Gažo, Š., Ilavský, J. (ed.) a Zorkovský, B., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 3–81.
- 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, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. Manuskript – archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Gazdzicki, A., 1974: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 24, 1.
- Gazdzicki, A., 1975: Lower Liassic ("Gresten Beds") microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 25, 3, 385–398.
- Gazdzicki, A., 1978: The youngest conodonts from sub-tatric Rhaetian. *Przegl. geol.* (Warszawa), 4, 257–259.
- Gazdzicki, A., 1983: Foraminifers and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Acta paleont. Pol.* (Warszawa), 44, 109–169.

- Gazdzicki, A. a Zawidzka, K., 1973: Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 23, 3, 483–490.
- Gazdzicki, A., Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna Nappe (West Tatra Mts., West Carpathians, Czechoslovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 5, 119–148.
- Goetel, W., 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. mat. (Kraków)*, 1–222.
- Golab, J., 1952: Tektonika Podhala. *Geol. Buil. Inf. Pánst. geol. (Warszawa)*, 1.
- Gorek, A., 1953: Geologické štúdiá na juhozápadnom svahu Vysokých Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, IV.
- Gorek, A., 1954: II. správa o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 1.
- Gorek, A., 1958: Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, IX, 2, 203–240.
- Grenčíková, A., Šťastný, V., Kotrčová, E., Masný, M. a Molčan, T., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov na území o- kresu Poprad. Bratislava, MŽP SR – Geofond.
- Gross, P., 1973: O charaktere chočsko-podtatranského zlomu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 61, 315–319.
- Gross, P., 1998: Kežmarské vrstvy – nový člen paleogénu podtatranskej skupiny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 103, 27–33.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpat-ského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 103–117.
- Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priehodská, Z., Szalaoivá, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I. a Zbořil, L., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 242 s.
- Gross, P., Köhler, E., Haško, J., Halouzka, R., Mello, J. a Nagy, A., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 319 s.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, *Vyd. D. Štúra, GS SR*, 239 s.
- Halečka, J., 1990: Prognózy zdrojov pitných vôd v okrese Stará Ľubovňa a ich možné využitie do r. 2010. Manuskript – archív Hydroekoprieskum Spišská Nová Ves, 88 s.
- Halečka, J., 1991: Prognózy zdrojov pitných vôd v okrese Poprad a ich možné využitie do roku 2010. Manuskript – archív Hydroekoprieskum Spišská Nová Ves, 102 s.
- Hampton, M. A., 1975: Competence of fine-grained debris flows. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 45, 834–844.
- Hanzel, V. a Zakovič, M., 1990: Hydrogeologické pomery. In: Nemčok, J. et al., *Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 85–102.

- Hanzel, V., Zakovič, M., Vrana, K., Elečko, M., Klinec, A., Polák, M., Pristaš, J. a Vaškovský, I., 1996: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 165 s.
- Horwitz, L. a Rabowski, F., 1929: Przewodnik wyciecki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pininy, Roczn. Pol. Tow. geol. (Krakow), 6, 18–21.
- Hrušecký, I., Plašienka, D., Kováč, P. a Marko, F., 1995: Zhodnotenie perspektív vyhl'adávania uhľovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát. Štruktúrno-tektonický výskum chočsko-podtatranského zlomového pásma. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35 s.
- Hudáček, J., 1971: Záver. správa: Kamienka – stavebný kameň, VP. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Hudáček, J. a Rusinová, J., 1978: ZS a VZ Plaveč – Kamienka – tehliarska surovina, VP. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Hudáček, J., Dojčáková, V. a Macko, J., 1983: Geologická správa a výpočet zásob ložiska stavebného kameňa Toporec. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Hudleston, P. J., 1973: Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* (Amsterdam), 16, 1–46.
- Hurai, V., Širáňová, V., Marko, F. a Soták, J., 1995: Uhľovodíky vo fluidných inklúziách kremeňo-kalcitových žíl centrálnokarpatského paleogénu. *Míner. slov.* (Bratislava), 27, 383–396.
- Husák, L., 1986: Hustota a rádioaktivita hornín vnútorných Západných Karpát. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Chmelík, F. 1963: Opěrná vrta Vlachy-I. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů 20.*
- Chmelík, F., 1960: Přehled geologických poměrů mesozoika u Vyšných Ružbachu na Slovensku. *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), XXXV.
- Chowaniec, J., 1991: Region Karpacki. In: Malinowski, J. (ed.), *Budowa geologiczna Polski. VII. Hydrogeologia.* Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 204–215.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v merítku 1 : 200 000. Záv. spr. ÚGF za rok 1957–1960. Manuskript – Geofond, Praha.
- Imperato, D. P. a Nilsen, T. H., 1990: Deep-Sea-Fan Channel-Levee Complexes, Arbuckle Field, Sacramento Basin, California. In: Barwis, McPherson, Studlick (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs. Casebooks in Earth Science.* New York, Springer-Verlag, 535–555.
- Jacko, Jr., S. a Janočko, J. 2001: Kinematic evolution of the Central Carpathian Paleogene Basin in the Ždiar area, Slovakia. *Slovak Geological Magazine*, 4.
- Janočko, J., Hamršíd, B., Jacko, S. ml. a Siráňová, Z., 1998: Suprafan and channel-and-levee deposits at Tichý Potok section, Levoča Mts.: Central-Carpathian Paleogene Basin, Slovakia. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), Dionýz Štúr Publishers, 4, 1, 3–15.
- Janočko, J. a Jacko, S., 1999: Marginal and deep sea deposits of Central Carpathian Paleogene Basin, Spišská Magura Region, Slovakia: Implication for basin history. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), Dionýz Štúr Publishers, 4, 281–292.
- Janočko, J., Buček, S., Gross, P., Hamršíd, B., Jacko, S., Karoli, S., Köhler, E., Siráňová, Z. a Žec, B., 2000: Geology of Paleogene deposits in the Spišská Magura region, Central-Carpathian Paleogene Basin, Slovakia. *Przegl. geol.* (Warszawa), in press.

- Jarosewski, W., 1965: Budowa geologiczna górnej czesci Doliny Koscieliskiej w Tatrach. *Acta geol. pol.* (Warszawa), XV, 4, 429–499.
- Jarosewski, W., 1957: Geologia pasma Swierkul. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 7, 4.
- Jarý, J., 1976: Zpráva o refrakčním seismickém průzkumu ve flyši a centrálněkarpatiském paleogénu východního Slovenska v roce 1981. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Jetel, J. a Kullman, E., 1989: Nepriame určenie priemernej prietočnosti z podzemného odtoku a výdatnosti prameňov. *Region. Geol. Západ. Karpát* (Bratislava), 25, Geol. Úst. D. Štúra, 249–257.
- Jetel, J. a Pačes, T., 1979: A simple chemical classification of natural waters based on molar concentrations. *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 54, 4, 233–235.
- Jetel, J. a Vranovská, A., 1997: Priepustnosť a prietočnosť hornín paleogénu Hornádskej kotliny. *Mineralia slovacae* (Bratislava), 29, 3, 218–226.
- Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami. *Knih. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 58, 248 s.
- Jetel, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. *Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 1, 147 s.
- Jetel, J., 1985b: Vertical variations in permeability of flysch rocks in the Czechoslovak Carpathians. *Kwart. geol.* (Warszawa), 29, 1, 167–178.
- Jetel, J., 1989: Relationship between hydrogeochemical characteristics of near-surface zone of rock massif and hydrodynamic conditions. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.* (Bratislava), 8, 67–104.
- Jetel, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. *Geol. Průzk.* (Praha), 32, 2, 42–46.
- Jetel, J., 1991: Faktory priestorového rozdelenia priepustnosti a prietočnosti v horninách karpatského flyšu. *Vodohospod. Čas.* (Bratislava), 39, 3–4, 260–268.
- Jetel, J., 1995: Hydrogeológia a hydrogeochémia Spišskej Magury. *Podzemná Voda* (Bratislava), 1, 1, 22–37.
- Jetel, J., 1995a: Utilizing data on specific capacities of wells and water-injection rates in regional assessment of permeability and transmissivity. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), Dionýz Štúr Publishers, 1, 1, 7–18.
- Jetel, J., 1995b: Hydrogeológia a hydrogeochémia Spišskej Magury. *Podzemná Voda* (Bratislava), 1, 22–36.
- Jetel, J., 1995c: Nové pohľady na hydrogeológiu karpatského flyšu a centrálnokarpatského paleogénu. In: III. geologické dni Jána Slávika (Zbor. ref. z konf.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 137–139.
- Jetel, J., 1997: Metodické postupy hodnotenia priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských oblastiach nepriamymi metódami. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85 s.
- Jetel, J., 1998a: New knowledge of the hydrogeology in the West Carpathian Flysch Zone and Central-Carpathian Paleogene. Abstracts, XVI. Congr. Carpathian-Balkan Geol. Association, W. Janoschek (ed.), Vienna, 251 s.
- Jetel, J., 1998b: Regionálne hodnotenie hydraulických parametrov hornín a jeho aplikácia v modelovom území neogénnych kolektorov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 110 s.

- Jetel, J., 1999a: Hydrogeologické pomery. In: Gross, P. et al., Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 166–192.
- Jetel, J., 1999b: Hydrogeologická mapa Ľubovnianskej vrchoviny a Pienin – textové vysvetlivky. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105 s.
- Jetel, J., Čechová, A. a Vranovská, A., 1990: Hydraulické parametre hornín paleogénu Západných Karpát a zákonitosti ich priestorového a štatistického rozdelenia. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 107 s.
- Jetel, J., Nemčok, J. a Tkáč, J., 1993: Hydrogeologický výskum Spišskej Magury – záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 222 s.
- Kejpińska, B., 1997: Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia, Rozprawy, Monografie (Kraków), 48, Polska Akad. Nauk, Kraków, Centrum podstawowych problemów gospodarki surowcami mineralnymi i energią, Wydawn. CPPGSMiE PAN, 111 s.
- Klago, M., 1974: Červený Kláštor – hydrogeologický prieskum minerálnych prameňov. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Koděra, M., Andrusovová-Vlčeková, G., Belešová, O., Briatková, D., Dávidová, Š., Fejdiová, O., Hurai, V., Chovan, M., Nelišerová, E. a Ženiš, P., 1986–1990: Topografická mineralógia Slovenska 1 (A–K1), 3 (Sed–Ž). Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–577, 1–1590.
- Köhler, E. a Buček, S., 2000: Occurrence of the Maastrichtian Jarmuta Formation in the Haligovce successiom (The Pieniny Klippen Belt). Summ. Zem. Plyn Nafta (Hodonín).
- Köhler, E. a Buček, S., 2000: Výskyt mástrichtskej jarmutskej formácie v haligovskej sukcesii (pieninský úsek bradlového pásma). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 104, 72–75.
- Kochanová, M., 1963: Zpráva o biostratigrafickom výskume mezozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Zpr. geol. Výsk. v roku 1963. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Komárek, K., 1942: Podtatranské minerálne vody II. Mofety a minerálne vody pri Výbornej, Toporci, Vyšných Ružbachoch, Forbasoch a Starom Smokovci. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 5, 1–26.
- Košťálik, J., 1982: Terasy Popradu od Podolínce po Mníšek nad Popradom vo svetle nových výskumov. Univerzita Karlova, Praha. (Geomorfologická konferencia konaná na počesť 100. výročia narodenia prof. J. V. Daneša).
- Košťálik, J., 1984: Krajina okresu Stará Ľubovňa. Bratislava, Príroda.
- Košťálik, J., 1999: Spišská Magura. Geológia, reliéf, geoeológia. Košice, PriF UPJŠ, Katedra geografie, 156 s.
- Kotanski, Z., 1963: O triase skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. Acta geol. pol. (Warszawa), 13, 2, 296–213.
- Kotanski, Z., 1967: Microfacial characteristics and stratigraphic divisions of the carbonaceous Triassic deposits of the Zakopane deep borehole. Bull. Inst. geol. (Warszawa).
- Kotański, Z., 1976: Pieniny Klippen Belt-Trias. In: Geology of Poland, vol. 1, Stratigraphy art 2, Mesozoic. Warszawa, Geol. Inst. Publ. House, 124–127.

- Kotulová, J., Biroň, A. a Soták, J., 1998: Organic and illite-smectite diagenesis of the Central Carpathian Paleogene Basin: implications for thermal history. XVI Congress of Carp.-Balcan Geological Association, Abstracts, p. 293.
- Koutek, J. a Matějka, A., 1931: La depression du Liptov. *Knih. St. geol. Úst. Čs. republ. (Praha)*, 13A, 359–364.
- Koutek, J., 1936: O geologických a sedimentárně-petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. republ. (Praha)*, 12, 35–45.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological paleomagnetic sedimentary and structural data. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 42, 2, 83–96.
- Kovanda, J. 1971: Kvartérní vápence Československa. *Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha)*, 7, 7–236.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. *Balneo-grafia a krenografia 1. Martin, Osveta*, 456 s.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. *Balneo-grafia a krenografia 2. Martin, Osveta*, 1 040 s.
- Král, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, 296–276.
- Krásný, J., 1993: Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Wat. (Columbus)*, 31, 2, 230–236.
- Križani, I., Ďuďa, R. a Bacsó, Z., 1979: Vysoké Tatry – Prešov. Komplexná mineralogicko-geochemická prospekcia. Záver. správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Kulka, A., Rączkowski, W., Żyto, K., Gucik, S. a Paul, Z., 1985: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. *Arkusz Szczawnica-Krościenko (1050)*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne.
- Kullmanová, A., 1971: Litologicko-petrografický a mikrofaciálny výskum mezozoických vápencov v Humenskom pohorí. *Záv. spr. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Kullmanová, A., 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum ružbašského mezozoika. *Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Lefeld, J., 1974: Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric Succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 68, 89–96.
- Lefeld, J., Gaździcki, A., Iwanow, A., Krąjewski, K. a Wojczik, K., 1985: Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic Units of the Tatra Mountains. *Warszawa, Pol. Akad. Nauk, Inst. Geol.*, 84, 1–93.
- Lizoň, I., 1983: Vyšné Ružbachy. Ochranné pásma prírodných liečivých zdrojov minerálnych vôd – geofyzikálny prieskum – I. etapa. *Záv. spr. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Lizoň, I., 1984: Vyšné Ružbachy. Ochranné pásma prírodných liečivých zdrojov minerálnych vôd – geofyzikálny prieskum – II. etapa. *Záv. spr. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Lowe, D. R., 1975: Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology (Amsterdam)*, 23, 285–308.

- Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 52/1, 279–297.
- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Praha, Academia.
- Lukniš, M., 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 175 s.
- Macko, J. a Novysedlák, J., 1967: ZS a VZ Podolíneč – stavebný kameň, PP. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mahel', M., 1963: Stratigrafia mezozoika ružbaškého ostrova. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 30.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 496 s.
- Májovský, J., 1981: Geofyzikálny výskum Belianskych Tatier, oblasť Ždiar – Podspády. Záv. spr. za r. 1981. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Małecka, D. a Murzynowski, W., 1978: Rejonizacja hydrogeologiczna Karpat fliszowych. Warszawa, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Biblioteczka Wiadomości IMUZ, Państw. Wydaw. Rolnicze i Leśne, 56, 50 s.
- Małecka, D., 1981: Hydrogeologia Podhala. Warszawa, Wydawn. geol.
- Marcinowski, R. a Wiedmann, J., 1990: The Albian ammonite of Poland. *Paleont. Pol.* (Warszawa), 50, 3–94.
- Marschalko, R. a Radomski, A., 1970: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol.* (Krakow), XXX, 3, 259–272.
- Marschalko, R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 34, 75–102.
- Masaryk, P., Milička, J., Pereszlényi, M. a Pagáč, I., 1995: Some results of the geophysical, geochemical and lithofacial research in Paleogene of the Levočské pohorie Mts. In: Kaličiak, M. (ed.): IIIth geological days dedicated to J. Slávik. *Konf. Symp. Semin.* Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 47–54.
- Mašín, J. 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript – archív Ústř. Úst. geol., Praha.
- Matějka, A., 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. republ.* (Praha), 11, 56–76.
- Matějka, A., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Lukniš, M. a Pícha, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Spišská Stará Ves. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65–130.
- Matula, M., 1965: Synoptical engineering-geological map of Slovakia 1 : 500 000. Bratislava, Slov. Kartografia.
- Matula, M. a Ondrášik, R., 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. *Miner. slov.* (Bratislava), 22, 385–392.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie ČSR. *Geogr. Čas.*, Bratislava, 30,2,101–122.
- Michalík, A., 1952: Sprawozdanie z badań w Tatrach Wysokich w okolicy doliny Piecin Stawów Polskich. *Biul. geol.* (Warszawa), 2.
- Michalík, A., 1956: W sprawie genezy „zlepenca Koperszadzkiego“ w Tatrach. *Biul. Inst. geol.* (Warszawa), 109.

- Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 2, 299–318.
- Michalík, J., Soták, J., Baráth, I. a Vašíček, Z., 1990: Poznámky k litológii, stratigrafii a biofáciám muránskeho súvrstvia a k jeho postaveniu v spodnokriedovom slede. In: 50 rokov výuky geológie a paleontológie na Slovensku. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 31–43.
- Mikuška, J. a Chrumová, E., 1983: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútorných jednotiek – gravimetrické mapovanie – fyzikálne vlastnosti hornín. Ročná správa. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Mikuška, J. a Chrumová, E., 1985: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútorných jednotiek – gravimetrické mapovanie – fyzikálne vlastnosti hornín. Ročná správa. Manuskript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Milička, J. 1999: Organicko-geochemické zhodnotenie povrchových vzoriek na základe výsledkov elementárnej analýzy a pyrolýzy Rock-Eval. In: Janočko et al.: Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mišík, M., 1958: Sedimentárna petrografia mezozoika jadrových pohorí. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mišík, M., 1959: „Lombardiová“ mikrofácia – vedúci horizont v malme Západných Karpát. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 10, 1, 171–182.
- Mišík, M., 1959b: Litologický profil súvrstvia vyššieho liasu („Fleckenmergel“) Belanských Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 10, 1, 183–190.
- Mišík, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Bratislava.
- Mišík, M., 1990: Urgonian facies in the West Carpathians. *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 9a, 25–54.
- Mišík, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneering work of D. Andrusov. *Geol. carpath. (Bratislava)*, 48, 4, 209–220.
- Mlynarčík, M. a Petrivaldský, P., 1988: Hydrogeologický prieskum Ružbaškého ostrova. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mlynarčík, M. a Petrivaldský, P., 1990: Vyšné Ružbachy – ochranné pásma. Záverečná správa z II. podetapy hydrogeologického prieskumu. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mořkovský, M. 1987: Komplexní zpracování reflexně seismických měření SRB v centrálně-karpatiském paleogénu a flyšovém pásmu východního Slovenska. Manuskript – archív Geofyzika, n. p., Brno.
- Mořkovský, M. 1995: Flyš východního Slovenska – geofyzika, studie v r. 1985–1994. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Murko, I. a Antonická, B., 1990: Záverečná správa – Toporec – ŠM – stavebný kameň, VP + PP. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mutti, E., 1992: Turbidite Sandstones. *Spec. Publ. Agip. (Milan)*, 275 s.
- Nelson, C. H. a Nilsen, T. H., 1997: Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. *Lecture Notes for SEPM Short Course No. 14. SEPM, Oklahoma, Tulsa.*
- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J., 1974: Dělení svahových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. (Praha)*, 77–97.

- Nemčok, J., 1980: Non-traditional view of east-Slovakian Klippen Belt. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31/4, 563–568.
- Nemčok, J., Ďurkovič, T., Gašpariková, V., Rakús, M., Vaňová, M. a Kullmanová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-143 Haligovce a 27-134 Spišská Stará Ves. Manuscript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39 s.
- Nemčok, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wieczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Raczkowski, W. a Reichvalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 135 s.
- Nemčok, J., Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotanski, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Gašpariková, V., Zakovič, M., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Nemčok, M. a Nemčok, J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Tectonophysics* (Amsterdam), 239, 81–109.
- Nemec, W. a Steel, R. J., 1984: Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E. H. and Steel, R. J. (eds.): *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol., 10, 1–31.
- Obermajer, M., 1986: Mikrofacie i wiek formacji wapienia pieninskiego piaszczowiny pieninskiej. In: Birkenmajer, K. a Poprawa, D. (eds.): *Przewodnik LVII zjazdu PTG Pieniny*, IG, Kraków, 100–102.
- Panáček, A., Baláž, P., Goczi, J. a Oka, B. 1987: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Spišská Magura – Pieniny – Čergov. Záv. spr. Manuscript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Panáček, A. 1989: Reinterpretácia geofyzikálnych meraní v priestore vrto v VR-8 (Vojňany) a VR-7 (Reľov). Manuscript – archív Geocomplex, a. s., Bratislava.
- Passendorfer, E., 1930: Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série haut-tarique dans les Tatras. *Trav. Serv. géol. Pol.* (Warszawa), 2, 509–676.
- Passendorfer, E., 1950: Materiały do geologii Tatr. I. O zlepiencu koperszadskim. O Wapiencu muranskim. *Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego*. Tom.
- Píchová, E., 1985: Komplexní zpracování fyzikálních vlastností hornin flyšového pásma v centrálněkarpatském paleogénu východního Slovenska. Manuscript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Plašienka, D., Soták, J. a Prokešová, R., 1998: Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. *Miner. slov.* (Bratislava), 30, 173–184.
- Plíčka, M., 1968: Joint zones in the Flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 44–45, 119–127.

- Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: The Lučivná formation (New designation of a formal lithostratigraphic unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 73, 61–70.
- Polák, M., Ondrejčková, A. a Wieczorek, J., 1998: Lithobiostratigraphy of the Ždiar Formation of the Križna nappe (Tatry Mts.). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 1, 35–52.
- Pomorský, F., Pitoňák, P. a Klačan, J. in Dojčáková, V., Gálová, M., Korpeľ, P., Tulis, J., Beharka, M., Lukaj, M., Komoň, J., Holička, V., Adamjak, M. a Martinovič, M., 1996: Aktualizácia regionálnych štúdií nerastných surovín okresov Slovenskej republiky. Okres Kežmarok. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Pospíšil, L., 1987: Východoslovenský flyš – 1977 – detailné tiažové merania. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Pötfaj, M., Aubrecht, R., Kováč, P., Sýkora, M., Hók J., Boorová, D. a Buček, S., 1997: Geodynamický vývoj bradlového pásma. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49 s.
- Procházková, D., Brouček, I., Guterch, B. a Lewandowska-Marciniak, H., 1978: Map and list of the maximum observed macroseismic intensities in Czechoslovakia and Poland. *Publ. Inst. Geophys., Pol. Acad. Sci., B-3 (Warszawa)*, 122, 75 p.
- Rabowski, F. a Goetel, W., 1925: Budowa Tatr. Pasma reglowe. Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatique. *Spraw. Pol. Inst. geol. (Warszawa)*, 3, 1–2.
- Rakús, M., 1983: In: Nemčok, J.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Haligovce. Manuskript – archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–12.
- Rakús, M., 1990: Amonity a stratigrafia bázy czorsztynských vápencov v bradlovom pásme na Slovensku a Ukrajských Karpatoch. *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonin)*, sv. 9b, Biostratigrafické a sedimentologické studie v mesozoiku Českého masívu a Západních Karpat, 73–108.
- Rakús, M., Vašíček, Z. a Pavlarčík, S., 1995: Amonity albu z jaskyne Mokrý Diera v Javorovej doline (vysokotatranská sukcesia, Vysoké Tatry). *Miner. slov. (Bratislava)*, 27, 207–212.
- Ramsay, J. G., 1967: *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw – Hill, 568 s.
- Reading, H. G. a Richards, M., 1994: Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa)*, 78, 5, 792–822.
- Roniewicz, E., 1974: Rhaetian corals of the Tatra Mts. *Acta geol. pol. (Warszawa)*, 24, 1, 97–116.
- Roniewicz, E. a Michalík, J., 1991: A new Triassic Scleractinian coral from the High Tatra Mountains (Western Carpathians, Czecho-Slovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 42, 3, 157–162.
- Roth, Z., 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpathen zum Karpatenvorland and den Zentralkarpaten. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 28, 5–22.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten – Kreide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 291 s.
- Samuel, O., Borza, K. a Köhler, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 246 s.

- Samuel, O. a Haško, J., 1978: New data on the Paleogene of the northeastern part of the Žilinská kotlina depression. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 70, 83–90.
- Scheibner, E., 1963: The possibility of paleogeographical reconstructions in the Klippen Belt on the basis of analysis of tectonic building. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 14, 29–35.
- Scheibner, E., 1964: Contribution to the knowledge of the Murchinsoniae beds in the Klippen belt of West Carpathians in Slovakia. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 27–55.
- Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Matějka, A. (ed.): Regionální geologie ČSSR, II, 2. Praha, Ústř. Úst. geol., Academia, 7–105.
- Scheibner, E., 1968: Contribution to the knowledge of the Paleogene reef-complexes of the Myjava – Hričov – Haligovka zone (West Carpathians). Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol. (München), 8, 67–97.
- Siheľníková, A. a Pramuk, V., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 a registrácia skládok v okrese Stará Ľubovňa. Bratislava, MŽP SR – Geofond.
- Sokolowski, S., 1948: Taty Bielskie. Geologia zbczcy poludniowych. Prace spec. Panstw. Inst. geol. (Warszawa), 4, 1–47.
- Soták, J., Bebej, J. a Bíroň, A., 1996: Detrital Analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4, 345–349.
- Tkáč, J., 1992: Spišská Magura – Hydrogeofyzika – Závěrečná správa. Manuskript – archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Tóth, J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J. geophys. Res. (Washington), 68, 16, 4795–4812.
- Uhlig, V., 1897: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), mat.-naturwiss., KI. (Wien), LXIV, 643–684.
- Uhlig, V., 1886: Über das Gebiet von Rauschenbach. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).
- Uhlig, V., 1891: Das Inselgebirge von Rauschenbach. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XII.
- Vass, D. Began, A., Gross, P., Kahan, Š, Krystek, I., Kohler, E., Lexa, J., a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 247 s.
- Westwalewicz-Mogilska, E., 1986: Nowe spjzzenie na geneze osadow fliszu podhalanskiego. Przegl. geol. (Warszawa), 12, 690–698.
- Wieczorek, J., 1989: Model Hecho dla fliszu podhalanskiego? Przegl. geol. (Warszawa), 37, 9, 419–423.
- Wieczorek, J., 1983: Uwagi o facji ammonitico rosso. Przegl. geol. (Warszawa), 4.
- Wieczorek, J., 1989: Main Stages of Geological Development of the Tatra Mts. Soňa, XIV. Cong. CBGA, 789–792.
- Zakovič, M., 1996: Paleogén. Hydraulické vlastnosti hornín paleogénu. Oběh a režim podzemných vôd v sedimentoch paleogénu. In: Hanzel, V. et al.: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 62–65, 73–76, 99–110.

EXPLANATIONS TO GEOLOGICAL MAP OF THE SPIŠSKÁ MAGURA REGION

Summary

The area of Spišská Magura region is located in the northern part of Slovakia. The greatest part of the region belongs to the geomorphological unit of the Spišská Magura Mts., some marginal areas of the region encroach on the units of Podtatranská Depression, Tatras Mts., Pieniny Mts. and Spiš-Šariš intermountain area. According to the regional-geologic division, the region is a part of the Spišská Magura zone, which includes unit of the third order represented by Ružbachy Mesozoic island. The SW marginal area consists of Belianske Tatras Mts. zone, the N margin of the region is composed of the Pieniny Klippen and Periklippen Belt.

Geomorphology of the area is determined by its lithology and tectonic structure. The areas with highest relief energy occur in the foreland of the Belianske Tatras Mts. in the surroundings of Ždiar. This part, prevalingly composed of coarse-grained Paleogene deposits of Borové Formation, is typical by deeply incised valleys, gullies and steeply inclined slopes. Eastward the dissected relief passes into smooth, slightly undulated, hilly-land relief of alluvial fans and river terraces developed east of Lendak. Individual terrace steps and alluvial fan segments are separated by steep plinths indicating a new erosional – accumulation cycle. This area is separated to the northern mountainous area by a striking, W-E directed fault zone of the subatatic fault. Along this zone carbonate rocks of the Ružbachy Mesozoic island were uplifted during the Neogene and Quaternary.

The geologic structure of the region consists of Mesozoic and Paleogene rocks which are discontinuously covered by Quaternary sediments. The Mesozoic rocks belongs to the Križna Nappe and Mesozoic of the Klippen Belt. The Paleogene rocks are mostly a part of the Podtatranská Group and smaller part belongs to the Klippen belt Paleogene.

CHARACTERISTICS OF DIVIDED GEOLOGIC UNITS

MESOZOIC

Mesozoic rocks are represented by Križna Nappe of Veporicum in the area of Belianske Tatras Mts. and Ružbachy Mesozoic island and by Mesozoic sequences of the Pieniny Klippen Belt.

Križna Nappe of Veporicum in the area of Tatras Mts. and Ružbachy Mesozoic island

The Križna Nappe in the studied area consists of Triassic, Jurassic and Cretaceous rocks. It is represented by following deposits:

Triassic

Gutenstein limestones: Anisian; 62. They are the oldest formation cropping out in the Ružbachy Mesozoic island. They are dark gray and black with well-developed bedding and contain beds of dolomite limestones, dolomites and organodetrinitic and crinoid limestones.

Ramsau dolomites: massive and thick-bedded dolomites, pale and dark-gray dolomites, locally with breccias; Ladinian – Early Carnian; 61. In the Ružbachy Mesozoic island they occur in the surroundings of Křížny potok creek, in the Belianske Tatras Mts. in the surroundings of the Biely potok valley. They are massive with frequent birdseyes representing pseudomorphosis after evaporite minerals.

Gray dolomites, dark gray shales; Late Triassic; 60. They crop out in the Ružbachy Mesozoic island. They are represented by thin-bedded, fine-grained dolomites interlayered by dark and black shales having the bed thickness up to 20 cm.

Carpathian keuper: variegated sandy-clayey shales, sandstones, quartzites, dolomites, carbonate conglomerates; Norian; 59. This formation has the largest extent in the area of the Ružbachy Mesozoic island but it also occurs in the Belianske Tatras Mts. area. The formation is composed of three basic lithologic units: conglomerates, sandstones and shales.

Fatra Formation: dark gray organodetrinitic limestones, marly limestones and shales; Rhetian; 58. This formation occurs only locally in the Ružbachy Mesozoic island and the Tatras area. It is represented by organodetrinitic and lumachella limestones. Black oolitic limestones occur also frequently.

Jurassic

Kopienice Formation: clayey-sandy shales, calcareous sandstones, sandy limestones; Hettangian – Sinemurian; 57. The base of the formation is composed of organodetrinitic and lumachella limestones overlain by dark-gray and black crinoid limestones. In the upper part of the formation clayey and marly shales interlayered by sandy limestones occur. The sediments were probably deposited in a shallow-marine environment.

Allgäu Member: gray, marly spotty limestones and shales; Sinemurian – Aalenian; 56. Allgäu Member represents one of the characteristic members of the Zliechov Group. Based on this group the Mesozoic rocks of the Ružbachy island and Belianske Tatras were assigned to the Křížna Nappe. The sediments consist of alternating dark gray, spotted limestones and dark gray and black marly shales. Locally in the upper part of the succession dark cherts occur. The limestones are typical by occurrence of black spots.

Ždiar Formation: gray and green radiolaria limestone, radiolarites; Late Bathonian – Oxfordian; 55. Typical profile of the formation occurs on the SE crest of the Ždiarska vidľa point. It is composed of grayish-green radiolarite limestones with layers of black radiolarites which are overlain by redish-violet radiolarites passing into pink, green and pale gray radiolarites with pale gray limestones. The succession is capped by thin-bedded radiolarites with irregular beds of limestones. In the area of Ružbachy Mesozoic island the formation only occurs locally.

Jasenová Formation: marly bedded and nodular limestones; Kimmeridgian – Tithonian; 54. The formation occurs only locally in the eastern part of the area. It consists of gray, greenish, red and violet limestones frequently interlayered by marly shales.

Jurassic – Cretaceous

Osnica Member: light-gray marly calpionella limestones, gray marly shales; Tithonian – Valanginian – Early Barremian; 53. Osnica Mb. together with Mraznica Mb. comprise one of the most extended members of the Křižna Nappe on the northern slopes of the Belianske Tatras Mts. In the area of Ružbachy Mesozoic islands the sediments crop out in the surroundings of Toporec. The rocks are represented by gray and pale-gray marly limestones.

Mraznica Formation: gray marly limestones and shales, marls; Late Berriasian – Hauterivian; 52. Mraznica Formation represents alternation of gray and dark gray marly limestones and marly shales. The limestones are mostly bedded and bedding planes are often tectonized. The thickness of shales locally attains 200 cm thickness.

Cretaceous

Muráň limestones: black organodetritic limestones; Late Hauterivian – Early Aptian; 51. Muráň limestones are conspicuous unit from both morphologic and geologic pointview. In the area of Belianske Tatras Mts. they comprise steep cliffs and mountain crests. The limestones form several smaller organodetritic bodies in the middle of the "Neokomian" sediments.

Mesozoic deposits of the Klippen belt

Structure of the Klippen belt in the studied area comprises following units:

- Haligovce unit (bed succession) with stratigraphic range Triassic – Albian; The Mesozoic Members of the Haligovce unit represent small areas and they are localized at three places. The Haligovce cliff, located N of Haligovce, as well as Biela skala cliff form morphologically conspicuous forms like Michalova skala (871.5), Aksamitka (823.5) or Zbojnická jaskyňa cave.
- Kysuce unit (bed succession) in stratigraphic range Upper Jurassic – Santonian (Snežnica Member) and Lower Campanian (Púchov – Gbely marls). Based on not entirely preserved bed successions we can interpret following lithostratigraphic units of Kysuce bed succession:

cherts and radiolarian rocks are the oldest rocks of the succession. They pass into red nodular Czorsztyń limestones and, in turn, into pale gray nodular limestones and layered whitish-gray muddy limestones. They are overlain by gray layered Pieniny limestones containing darkish-gray and black cherty nodules. The succession continues into green limestones, shales and marls of Koňhora Member and green limestones, shales and marls of Tissala Member. We also assign to this unit violetish-red and green marls and marlstones of Kysuce Member. The uppermost formation of the Kysuce succession in this area should be Snežnica Member. Even if we assume that some of the Púchov marls are a part of this succession, we can not surely identify their position in the map. Because of this we describe them in the part "Late Cretaceous of Klippen belt" *en block*.

- Orava (Niedzice) unit (bed succession) in the stratigraphic range Doggerian – Neokom.
- Czertezik unit (bed succession) in the stratigraphic range Middle/Late Jurassic – Neokom.
- Klape unit in the range of Turonian – Campanian.

Besides this we distinguish an informal unit "Late Cretaceous of Klippen belt". It is represented by Púchov Formation s. l. and Jarmuta Formation. Both of them represent Cretaceous Klippen belt cover.

PALEOGENE

Paleogene deposits of the Klippen Belt

The oldest rocks in the Klippen Belt area are represented by Paleocene conglomerates and nummulitic sandstones. They are overlain by the Middle Eocene sandstones and silty claystones of Žilina Formation. Súľov conglomerates of Middle Eocene age are the youngest rocks in the Klippen Belt area.

Paleogene deposits of the Subatric Group

Deposits of the Subatric Group are represented by Borové, Huty and Zuberec Formations. The maximum thickness of deposits, revealed by the borehole VR 7 (Mlynařík and Petrivalský, 1990) is 1 200 m, however, interpretation of the reflection seismic profile 753/93 suggests 1 600 m thickness of deposits near the Klippen Belt. The age of sediments varies from the upper part of the Middle Eocene (P14 zone) up to the Late Oligocene (NP 24 zone). The stratigraphically lowermost deposits are deposits of Borové Formation, which are overlain by the deposits of Huty Formation. However, redeposited clasts of Borové Formation, occurring in the overlying Huty Formation and having the same age, suggest their synchronous deposition with overlying Huty Formation. Huty Formation consists of several lithologic units having internal stratigraphy. The formation vertically and laterally passes into sediments of Zuberec Formation, which are the youngest in the studied region.

The deposits of Subatric Group continuously passes into the Polish side of the border. In Poland terminology introduced by Golab (1952) has been used for individual formations. The term Nummulite Eocene is used as equivalent of Borové Formation. Zakopane Member is equivalent of Huty Formation and Chochołow Member is equivalent of Zuberec Formation.

Borové Formation

Borové Formation represents the basal formation of the Subatric Group in the studied area. It is composed of subaerial and shallow marine deposits overlying older, Mesozoic rocks. The formation forms the base of the basin fill in the whole extent of the Spišská Magura region as documented by numerous boreholes in the region. The thickness of sediments is variable, maximum thickness found by mapping is about 80 m. The age of the deposits exposed on the surface, is Middle (Upper Bartonian, P14) and Late Eocene (Lower Priabonian, P15). The deposits of Borové Formation are divided into three lithologic groups:

- breccias and conglomerates,
- nummulite limestones and sandstones,
- sandstones containing macrofauna.

Breccias and conglomerates (29) crop out on the foothill of the Belianske Tatras Mts. and they were also found on slopes of the Ružbachy Mesozoic island. Petrography of breccias and conglomerate clast is closely related to the underlying Mesozoic rocks. Only minor part is

composed of quartz and crystalline rocks suggesting distant source area. The roundness of clasts is also very variable and ranges from angular to well rounded clasts. The most common structure of this lithofacies is massive bedding and rare cross bedding. The sediments are mostly clast-supported and are arranged in beds with sharp and (less often) erosive beds. The deposits are thought to be deposited in deltaic, delta fan and shallow-marine environment.

Nummulitic limestones and sandstones (28) are of the same age like breccias and conglomerates (Middle and Late Eocene). They were mapped between Ždiar and Podspády, however, they were mostly identified by weathered clasts on surface. The rocks contain remnants of nummulites, algae, molluscs and bryozoa. The limestones are characterized as biomicritic and biosparitic limestones. The sandstones are classified as lithic arenites. Limestones and sandstones often alternate and they also alternate with conglomerates described above. Weak exposures of this unit does not allow unambiguous interpretation of depositional environment. The occurrence of nummulites suggests palaeodepth of 100 m, however, massive appearance of deposits without indications of wave reworking may suggest redeposition of original deposits into deeper part of the basin.

?Tomášovce Member – sandstones (27) occur in a narrow belt west of Javorina village. Fine- and medium-grained sandstones are massive, typical is high content of organic matter, laminae of coal and occurrence of crushed remnants of molluscs. The features of described deposits strongly resemble Tomášovce Member of Borové Formation described in Hornád Depression by Filo and Siráňová (1996).

Huty Formation

Huty Formation, originally defined by Gross et al. (1984), has a wide occurrence in the studied region. It overlies Borové Formation and underlies Zuberec Formation. The borehole VR-7 revealed 1 200 m thickness of these deposits. The deposits are of wide stratigraphic range – based on nanoplankton and benthic foraminifera analyses their age varies from the Late Eocene to the Late Oligocene. We divided four lithostratigraphic units in the deposits of Huty Formation:

- Conglomerates and sandstones (Tokáreň conglomerates),
- Conglomerates,
- Massive sandstones,
- Menilite mudstones,
- Mudstones with minor sandstones and conglomerates.

Conglomerates and sandstones (Tokáreň conglomerates; 26) occur east of Ždiar. The lithofacies consists of prevailing conglomerates alternating with minor sandstones with general trend fining and thinning upward. The sediments fill a canyon incised in mudstones of Huty Formation, sediments of Borové Formation and Mesozoic basement. They are almost 200 m thick. At the base of sediment succession mainly thick-bedded, massive, clast- and matrix-supported conglomerates occur. The conglomerates consist of angular and rounded clasts, which petrographic composition is variable. Some beds are almost exclusively composed of carbonate clasts and some beds are composed of conglomerates having clasts composed of older Paleogene rocks (sandstones, mudstones), quartz, crystalline rocks and carbonates. Occasionally, conglomerates are normally and inversely graded. They have sharp and erosive base, the beds are often amalgamated. Upward the internal organization of conglomerate beds

improves and conglomerates alternate with sandstone beds. The sandstones are mostly coarse-grained and occasionally they contain scattered pebbles. They are massive and cross-stratified. Water escape structures and syndimentary deformations caused by loading are common. The sandstones form sharply and scour based beds up to 1 m thick.

The lithofacies was probably deposited by debris flows and high-density turbidite flows within a canyon forming a conduit to deep-water sedimentary system of the basin. Occurrence of older Paleogene rocks in conglomerates as well as deep incision of canyon strongly suggest fall of relative sea level.

Conglomerates (25) form several centimeters up to few meters thick layers sandwiched by mudstones of Huty Formation. They are commonly sharply based, massive and occasionally normally graded. The petrographical composition is variable. The clasts are composed of carbonates, crystalline rocks, quartz, older Paleogene sandstones and mudstones. The conglomerates occur in the lower part of the sedimentary succession comprising Huty Formation. The upper boundary of their occurrence is the "marker bed" of massive sandstones described below.

The conglomerates are interpreted as slumps and other kinds of gravity flows originating on the basin slope.

Massive sandstones (24) comprise a conspicuous "marker" bed cropping out in Ždiar, east of Ždiar in surroundings of Bachledova valley and near village Lendak. Probably the same sandstones are also exposed in valley of Šoltysa north of Veľký Lipník village. The sandstones are massive and faintly parallel-laminated. They consist of up to 1 m thick, often amalgamated beds. The beds are sharply based with occasional flute casts showing palaeoflow direction toward SSW. Organic matter and coal is common, especially along bedding planes. The thick beds of sandstones are separated by thin mudstone beds. The upper part of the unit consists of several thinner beds of sandstones alternating with mudstone beds showing transitional boundary to the overlying mudstones.

The massive sandstones are interpreted as part of basin floor fan deposited by high-density turbidity flows. They probably originated during the fall of relative sea level.

Menilite mudstones (23) have only minor occurrence near the Klippen Belt. They are dark brown and dark gray, massive and faintly parallelly laminated. Their origin may be related to postsedimentary diagenetic history.

Mudstones with minor sandstones and conglomerates (22) belongs to the most widespread deposits of the Subtritic Group in the studied region. The mudstones are dark brown and grey, massive and parallelly laminated. Nanoplankton and benthic forams yielded wide range of stratigraphy from the Late Eocene to the Late Oligocene. The mudstones sandwich thin layers of conglomerates and sandstones. The conglomerates are sharply based and they mostly consists of polymict material – crystalline rocks, carbonates and quartz. The sandstones are fine and medium-grained, massive, parallel and ripple cross laminated. They are arranged in sharply based beds up to 30 cm thick.

The deposits were probably deposited in the slope-basin floor transitional area and are related to stage of rising or highstand of relative sea level.

Zuberec Formation

Zuberec Formation, originally defined by Gross et al. (1984), is widespread in the Spišská Magura region. It mainly overlies Huty Formation, however, subsurface data show

that there also is a lateral relationship between Zuberec and Hutý Formations. The age of the formation, based on nanoplankton and benthic foraminifera data, is Late Eocene – Oligocene. The thickness of the formation is up to 300 m. Based on lithology, we divided the formation into three lithologic groups:

- conglomerates,
- alternating thin and medium-thick sandstone and mudstone beds,
- Kežmarok Member: sandstones and mudstones.

Conglomerates (21) comprise thin layers in "typical" deposits of the Zuberec Formation – in the alternating sandstones and mudstones. Rarely the conglomerates are thick up to 30 m. The composition of the conglomerates is very variable – they often contain crystalline clasts, carbonates and rocks from the older Paleogene deposits. The clasts occasionally contain fragments of nummulites. The deposits probably originated by submarine landslides.

Alternating thin and medium-thick sandstone and mudstone beds (20) belong to the most widespread deposits of Zuberec Formation. The sandstones are mainly fine- and medium-grained. They are massive, parallel and ripple cross laminated and often show Bouma Ta, b, c divisions. The thickness of beds varies from a few centimeters to 60 cm. The beds are sharply based and often show flute casts on the bedding planes. The lateral consistency of beds often varies. In some cases the beds are laterally consistent to a few tens of meters, in some cases the beds pinch out laterally. At some outcrops synsedimentary deformations may be observed. A good example of these deformations are outcrops in Osturňa, where sandstone beds are folded.

The mudstones are dark gray, dark brown and are mostly massive and parallel laminated. They are arranged into a few centimeters to 50 cm thick beds.

?Kežmarok Member: sandstones and mudstones (19) occur north of Veľký Lipník and in the area of Vojňany hill. The sandstones are mainly medium- and coarse-grained, massive, sometimes normally graded. Very occasionally it is possible to observe starving ripples and pinching out of sandstone beds. Typical are thickening-upward cycles.

QUATERNARY

Quaternary deposits of the Spišská Magura region are mostly accumulated in river valleys and on the foothill of mountains as alluvial fans. Vertical erosion in the Pleistocene determined evolution of river terraces and individual segments of alluvial fans related to river terraces. In the studied area we divided several genetic types of Quaternary deposits: glaci-fluvial, fluvial, alluvial fan and various types of slope deposits, fluvio-deluvial deposits and travertines. For the interpretation of the Quaternary evolution, the most important are glaci-fluvial, fluvial and alluvial fan deposits. The glaci-fluvial and fluvial deposits are deposited in six terrace steps dated to the Early, Middle and Late Pleistocene. The substantial part of the deposits on the foothill of Tatras Mts. is of glaci-fluvial origin and is related to individual glaciation of the Tatras Mts. Conspicuous deposits in the region are travertines accumulated mostly in the area of Ružbachy. They originated during the entire Quaternary and they are related to warm climate during interglacials and interstadials. Of course, the main predisposition for their origin is active Subtatric-Ružbachy fault system crossing the locality of their occurrence.

CHARACTERISTICS OF TECTONICS AND TECTONIC EVOLUTION OF THE REGION

Tectonic deformation of Subatric Group deposits

The Spišská Magura region is a part of the Central-Carpathian Paleogene Basin (CCP Basin) which is the northernmost morphostructure of the Central-Western Carpathians. The region is tectonically bounded to the Tatras Mts., Pieniny Klippen Belt and by the Subatric Ružbachy fault system also to the area SE of the region. It is segmented by several fault systems having NW-SE, NE-SW and N-S direction.

The NW-SE structures are well observable in the SE part of the region where they segment Subatric-Ružbachy fault system. They often have strike-slip character.

The NE-SW fault system belongs to the younger structures. It is also well expressed by morphology of the area when many valleys are established along this deformations. Generally it has strike-slip character.

The youngest fault system is system of N-S faults. It is mainly recorded in the surroundings of Ružbachy Mesozoic island.

The most conspicuous tectonic deformations occur in three zones within the Spišská Magura region – along the Subatric-Ružbachy fault system and within contact areas of the CCP Basin with the Klippen Belt and Tatras Mts.

Subatric-Ružbachy fault system is a striking tectonic structure in the studied region along which Mesozoic rocks of Ružbachy island and Tatras Mts. are uplifted. It also determined morphology of area built by Paleogene deposits in the region – it separates hilly land south of the line Lendak – Spišské Matiašovce from the upland north of this line. Based on several boreholes along the fault system we interpret the system as a normal fault system. The activity of the system is dated to the Middle and Late Miocene. We assume at least three deformation stages along the fault system. The oldest one was related to the NNW-SSE compression during which NE-SW overthrusts were generated. The second stage is characterized by E-W compression during which NW-SE dextral strike slips were generated. During the youngest tectonic etape mainly extension component of NW-SE direction was active.

The area along the boundary between the Central-Carpathian Paleogene Basin and Klippen Belt is in many features similar to Šambron-Kamenica zone. Typical is occurrence of exotic conglomerates and polyphase tectonic activity. The tectonic activity of the Klippen belt resulted in formation of mesocline folds with E-W fold axes. Parallely to the fold axes also cleavage of axis plane has E-W and WNW-ESE direction with dip about 15–85° toward S. Fault propagation folds may also be observed here. In the very proximal part to the Klippen Belt we recorded dextral strike slips.

Several deformation stages is characteristic for the contact zone of the CKP Basin and the Tatras Mts. In the Ždiar area four deformation stages were divided (Jacko and Janočko, 2001). The first one is related to the activity of extensional stress component of NW-SE direction. For this stage normal faults in Mesozoic rocks are characteristic. In the Mesozoic carbonates we also recorded mezoscopic folds. The second deformation stage is typical by ENE-WSW compression stress and NNW-SSE extension stress. This determined formation of Riedl shears recorded by ENE-WSW dextral strike slips and WNW-ESE sinistral strike slips. The third deformation stage is typical by maximum compression in NNE-SSW

direction and maximum extension in WNW-ESE direction. During this conditions WNW-SES overthrust structures and ENE-WSW normal faults were generated. The fourth palaeostress field was recorded in the northern part of the studied area and is characteristic by NW-SE extension.

Tectonic deformation of Klippen Belt deposits

Kysuce, Orava and Czertezik bed successions are deformed by a system of strike slips. They also form multiple radial slices with individual slices several meters up to several tens of meters thick. In the slices the number and thickness of beds is commonly reduced. The older deposits are laterally not consistent and they only form lenses.

Generally, the beds and structures are steeply inclined northward. Locally they are even perpendicular or steeply inclined southward. The E-W strike is consistent. Púchov marls at Bystrý vršok locality are closed into a synclinal similarly to synclinals of Jarmuta Member in the NW.

The Haligovce cliff is similarly to other cliffs in the area segmented by transverse faults into several blocks. In spite of this, general E-W bedding is still preserved in deposits.

The relationship of Klippen Paleogene deposits to the older Klippen Belt deposits is tectonic. Only at one locality a transgressive boundary between Súľov conglomerates and underlying dark Jurassic limestones of Haligovce bed succession is proved. This is also an evidence suggesting assignment of the Haligovce cliff into the Tatric region.

GEOLOGIC EVOLUTION OF THE SPIŠSKÁ MAGURA REGION

Evolution in the area of the Krížna Nappe

The oldest deposits of the Krížna Nappe are represented by Middle Triassic Gutenstein limestones and Ramsau dolomites, which probably originated on carbonate platform. Numerous cycles of short-term sea level fluctuations are recorded by deposits of the Carpathian Keuper. The succession of Kapienec Formation, consisting of basal clastics overlain by limestones and claystones, suggests deepening of marine basin. During the Lotaring and Toark deposits of Allgäu Member were deposited. The spotted limestones were deposited in several hundred meters deep environment. The Adnet limestones suggest deposition on external shoals of an open shallow sea. Similarly, rhythmically alternating thin beds of radiolarite limestones and cherts of Ždiar Formation point to deposition on distal marine platform.

The Malmian deposits are characteristic by facial variability. During the Later Valangian and Hoterive pelagic marls and marly limestones were deposited. From the Barenian up to the Aptian organodetritic Muráň limestones with numerous detritic turbidites originated. Since the Albian up to the Cenomanian the sedimentation occurred in the open marine environment as suggested by flyschoid deposits.

Evolution in the Klippen Belt area

The Klippen Belt units and sequences, as we can see them today, have not been differentiated during the Mesozoics. The original area of their deposition and assignment to

individual tectonic units are still open. The evolution of the "Klippen area" may be seen in four basic stages since the Triassic:

- a) Triassic stage connected with initial basin opening and shallow-water deposits.
- b) Jurassic-Early Cretaceous stage with segmentation of sedimentary area and prevailingly carbonate deposition. In subsiding areas deep-water facies were deposited (Kysuce and Pieniny sequences) and on submarine highs shallow-water sequences prevailed (e. g. Czorsztyn unit).
- c) Middle Cretaceous to Oligocene stage may be called as "cordilleras stage". Along the southern margin of the Klippen Belt area tectonically active high occurred. The sedimentation area had a great mobility and it gradually became narrower. From southern, Inner Carpathian regions a block of Inner Western Carpathians was penetrating into the Klippen Belt area.
- d) The Neogene etape is characterized by thrusting of the Klippen Belt into the contemporaneous state. This process occurred since the Oligocene up to the Recent.

The variability of individual sedimentary successions in the Klippen Belt suggests relatively dissected relief. There are two or three bed successions which contain differently thick beds and individual members. In the Pieniny bed succession Kysuce and Orava successions belongs to the Pieniny province. The Czorsztyn province is comprised by Czorsztyn and Czertezik successions.

Haligovce bed succession is assigned to the Inner-Carpathian units. The Haligovce cliff represents a "splinter" of the marginal part of this terrain, which was only included into the structure of the Klippen Belt in the Miocene.

In some periods the sedimentation in the Klippen Belt was relatively similar e. g. Púchov marls in the Senonian or some flysch sequences. Mobility of the area increased during the Cretaceous and lasted into the Paleogene. It is reflected by carbonate conglomerates and Paleogene flysch sequences deposited in the area of contemporaneous Klippen Belt. The only proved transgression on the units belonging to the Inner Carpathians (Haligovce Unit) suggests that the carbonate material was delivered from the inner (southern) sources.

The size of lateral tectonic extension of the original Klippen Belt sedimentary area is still not known. We assume that the recent Klippen Belt represents two or three times larger structure than original sedimentary area was.

The sedimentary record of the Klippen Belt in the studied region terminates in the Middle Eocene. The folded Early Miocene deposits near Nowy Targ and Kamenica nad Cirochou villages and Sarmatian volcanic rocks overlying the Klippen Belt structures in the Eastern Slovakia suggest timing of the Klippen Belt deformation to period between the Early Miocene and Badenian.

Evolution in the Central-Carpathian Paleogene Basin

The sedimentation in the Central-Carpathian Paleogene Basin (CCP Basin), which is filled by the Inner Carpathian Subtatic Group commences in the Middle Eocene. However, already Paleocene subaerial deposition is not excluded as suggested by some type of Borové Formation sediments. This would suggest common sedimentary area for at least a part of the contemporaneous Klippen Belt area and the CCP Basin. We assume the initial transgression to the basin from the area of the Klippen Belt which probably represents the initial stage in the evolution of the CCP Basin (e. g. Janočko and Karoli, 2000). The sediments of Borové

Formation point to the prevailing deposition in the shallow-marine and deltaic environments. The large volume of massive breccias and conglomerates also suggest steep relief and deposition both in fan deltas and in subaerial environment for example by various types of gravitational falls from steep cliffs. The overlying mudstones of Huty Formation suggest deepening of the sedimentary environment related to shift of basin depocenter to the south. The sedimentation in the area was mostly governed by both tectonics and sea level fluctuation as suggested by sedimentary succession of Huty Formation. The dramatic sea level fall caused severe erosion on the shelf and deep incision into the underlying mudstones, sediments of Borové Formation and underlying Mesozoic rocks. A deep canyon was incised in the area of Ždiar village. At that time we assume major sediment bypass to the north and northeast. During the following sea level rise or late stage of the lowstand the canyon started to be backfilled. The character of deposits in the canyon suggests prevailing gravity flow deposition connected with slope failures and high sediment input probably by deltas. The thinning- and fining-upward trend of the canyon fill suggests higher relative sea level and transition from prevailing debris flows to high density turbidity flows. The rise of sea level determined quiet sedimentation reflected by mudstones of Huty Formation overlying the canyon fill. However, large volume of conglomerates in these mudstones point to continuation of gravity flows in the submarine slope environment.

The next stage of the evolution is marked by development of massive sandstones found in the vicinity of Ždiar. They indicate deposition of the basin floor fan, which is usually connected with sea level fall and lowstand. The coarser tail of deposits was deposited in more proximal part and later eroded. The area of this deposition is assumed to be to the north of the Spišská Magura region (the Klippen Belt area?). The renewed sedimentation of mudstones indicates a new cycle of sea level rise. Only minor conglomerate and sandstone intercalations in the mudstones suggest deposition on the basin floor. The deposition in the studied region is terminated by Zuberec Formation which indicates slope fan position. This again suggests new cycle in the sea level history.

The evolution history during the Neogene is not clear due to the general lack of deposits. We think that during that period uplift and severe denudation took place.

The Quaternary deposits indicate repetition of glaciated and non-glaciated periods which together with tectonics determined origin of fluvial and glacifluvial terrace steps and related alluvial fans. At least two cycles of glacial stadials and interstadials occurred in the Early Pleistocene as suggested by two glacifluvial terrace steps. During stadials frost weathering was very intensive. It determined origin of various types of slope deposits and yielded weathered clasts into the glacifluvial network. The glacial and interglacial mode of climate continued during the Middle and Late Pleistocene. From that time three Middle Pleistocene terrace steps are preserved and one terrace step of Late Pleistocene may also be observed. During the warmer, interstadial conditions, deposition of travertines occurred, which are well exposed in the area of Ružbachy village.

According to the relative height of the oldest terrace steps above the recent stream level, the value of vertical uplift (stream incision) is estimated to some 70 m in the region of the Spišská Magura. The value of vertical uplift between the individual erosive cycles during the Pleistocene varies between 10 and 20 m.

GEOPHYSICAL INVESTIGATION OF THE SPIŠSKÁ MAGURA REGION

The oldest geophysical measurements in the region were measurements of gravimetry at scale 1 : 200 000 processed in 1963. The following gravimetric measurements were done at scale 1 : 25 000. The measurements were finished in 1985 and resulted into map of Total Bouguer anomalies for reduction density 2.67. In 1987 map of geophysical indications and interpretations from the region (Panáček et al., 1987) was finished. The map is composed of seismic, gravimetric, geoelectric, magnetic measurements and results of remote sensing. In the part „Geophysical characteristic of the area“ (Šefara in Panáček et al., 1987) following topics were studied:

- deep structure including lithosphere, crust and upper crust thickness,
- other geophysical characteristics and deep bodies,
- deep faults and lineaments.

In framework of this project also supplementary geophysical measurements on five profiles were done. The profiles were localized near Veľká Lesná and Vojňany. The result of these measurements was more specified location of individual tectonic lines and specification of pre-Tertiary basement.

The gravimetric and geoelectric measurements also showed subsurface continuation of Mesozoic rocks in the area of the Mesozoic Ružbachy island. The island forms an elevation bounded to the surrounding Paleogene rocks tectonically.

Besides already described methods also two refraction-seismic and two reflection seismic profiles occur in the studied region. Other realized geophysical measurements in the area are only of local character.

HYDROGEOLOGY

According to the hydrogeologic division the studied region represents PQ 141 region "Paleogene of the Spišská Magura, Lubovnianska vrchovina hilly land, NW part of Spiš-Šariš intermountain area and Pieniny Mts". Except the partial region of the Ružbachy Mesozoic island, which has important karst-joint aquifers, the main hydrogeologic aquifers are represented by subsurface zone of rocks of the Central-Carpathian Paleogene and tectonic joints in this environment. In the Mesozoic carbonates of Haligovce Unit and Klippen Belt karst communications have an important role in the circulation of the groundwaters. In some parts of greater valleys the most important hydrogeologic aquifers are fluvial gravels.

Hydrogeologic properties of the Central-Carpathian Paleogene rocks are mainly given by predominancy of joint permeability and negligible intergranular permeability. Because the joints progressively taper downward, the main water circulation is concentrated in the subsurface zone deep up to the 20–40 m. The characteristic feature of this zone is decrease of mean permeability with depth which may be described as exponential dependence on depth below surface.

The second most important environment for groundwater communication in the Paleogene rocks is represented by fault zones. Their development does not depend on individual lithological units.

For the evaluation of spatial distribution of permeability and transmissivity in the studied region it is necessary to take into account spatial non-uniformity of subsurface transmissivity of hydrogeologic massif vallid in the areas having dissected relief. According to this the highest mean values of transmissivity have joint zones and it is followed by bottom, slope and rock protolite transmissivities.

Regional evaluation of hydraulic parameters of the Central-Carpathian Paleogene rocks in the studied region is based on 25 hydrodynamic tests. The tests were conducted in hydrogeologic boreholes located in the areas composed of Huty and Zuberec Formations. According to these tests the subsurface sections of Huty and Zuberec Formations may be marked by mean of $G(T)$ value as aquifer III. and IV. class with low and middle transmissivity and mean variability of transmissivity in the classification of Krásný (1993). In the classification of permeability sensu Jetel (1982) the mean filtration coefficient $G(k)$ is equivalent to medium weak and middle permeable aquifers of IV.–V. class with high variability of permeability: $s(Z) = 0.64$, class Ivd–Vd. Possible differences between hydraulic characteristics of Huty and Zuberec Fm. rocks are given in the Table 1. Maximum discharge given during the hydrogeologic tests in individual boreholes are more or less the same in both formations and it is about 0.60 l.s^{-1} . The characteristics of relationship between the permeability index, middle depth of the tested borehole section and participation of sandstones in this section are given in Table 2. Based on complex evaluation of results revealed by boreholes and undirected methods, the transmissivity of bottom category represents in the best cases the middle transmissivity of III. class according to classification of Krásný (1993) and qualifies aquifer as suitable for greater draw-offs for the local water delivery. The most frequent is the bottom transmissivity equivalent to the low transmissivity of IV. class according to the above mentioned classification.

The mean values of filtration coefficient for the subsurface zone are about $k = 3.10 - 1.10 \text{ m.s}^{-1}$ corresponding to medium weak and weak permeability of V.–VI. class according to permeability classification of Jetel (1982). In the rocks of Zuberec Formation with prevailing sandstones two and three times higher transmissivity may be expected.

Hydraulic parameters of the Klippen Belt rocks and rocks of Haligovce Unit could be only estimated on base of analogy from other regions due to general lack of data. The carbonate conglomerates of Axamitka type have mean filtration coefficient 5.10 m.s^{-1} and mean transmissivity about 3.10 m.s^{-1} . Similar characteristics have rocks of Proč-Jarmuta Members and Cretaceous marls of the Klippen Belt.

The rocks of the Mesozoic Ružbachy island are as follows: karstified Middle Triassic limestones have $Z = 4.46$, $Y = 6.52\text{m}$, deformed dolomites of Middle and Late Triassic $Z = 5.88$, $Y = 4.23$, strongly deformed dolomites of Middle and Upper Triassic $Z = 5.39$, $Y = 6.80$ and sandy claystones and marly limestones of Lower Jurassic $Z = 2.83$, $Y = 5.11$.

The Quaternary aquifers may be characterized as aquifer with high transmissivity of II. class with weak variability of transmissivity. They mainly belongs to the strongly permeable aquifers with small variability of permeability.

The general mineralization of spring waters in the region of the Spišská Magura ranges from 0.19 to 0.54 g.l^{-1} with mean values about 0.29 in rocks of Zuberec Formation with prevailing sandstone occurrence. In other rocks of Zuberec and Huty Formations the mean values are 0.36 g.l^{-1} . According to molar classification of Jetel and Pačes (1979) C-Ca-Mg subfacies prevails. The quality of ground water is relatively good and the water is drinkable.

In the studied region two genetically and spatially different types of mineral waters occur: carbon dioxide waters and sulphate waters. The first type is bounded to the Subtatic fault system, the second one is bounded to the northern part of the region consisting of the Central-Carpathian Paleogene rocks adjacent to the Klippen Belt or it also occurs in the Klippen Belt. In the Mesozoic carbonates underlying Paleogene rocks new sources of geothermal waters in boreholes 1 500–2 000 deep may be expected. The expected discharge is about 1–20 l.s⁻¹, temperatures may be about 51–66 °C.

Potentially available sources of ground water in the region were estimated to 94 l.s⁻¹ of drinking water and 15 l.s⁻¹ of mineral water.

OVERVIEW OF ECONOMIC DEPOSITS IN THE REGION

The only economically important deposits in the studied region are deposits used in road industry – Mesozoic limestones and dolomites and Paleogene sandstones. They were exploited in several quarries in the past. However, establishment of the Pieniny National Park and protected area of Ružbachy spa resulted in closing of all quarries. Some of them are still used for local purposes.

The ore deposits have only mineralogic importance in the region. It is mainly Mn, pyrite, ilmenite, zircon and Cu mineralization.

Non-metallic deposits are represented by building raw materials – building stones, decoration stones and raw materials for brick production.

The potential industrial sites for carbonate exploitation are in Podolinec and near Toporec (dolomites). The potential sites for limestone and radiolarites exploitation occur near Kamienska and Červený Kláštor. Both of them are localized in the protected area of the Pieniny National Park.

Sandstones were exploited near Lendak. The deluvial and eluvial loams suitable for brick production occur near Kamienska and west of village Lechnica.

The best decorative stones in the region are represented by travertines which were exploited in quarry near Vyšné Ružbachy in the past. Other occurrences of travertines are along Rieka creek.

Gemstones and ornamental stones are represented by radiolarite (Strážany), travertine (Vyšné Ružbachy) and "Marmaroš diamond" (quartz variety) occurring near Veľký Lipník, Osturňa and Strážany.

CHARACTERISTICS OF ENVIRONMENTAL GEOFACTORS

Geofactors in the studied region have character of geopotential and geobarriers. The geobarriers in the region are represented by slope deformations, water erosion, rock weathering, seismicity, neotectonic deformations and waste deposits.

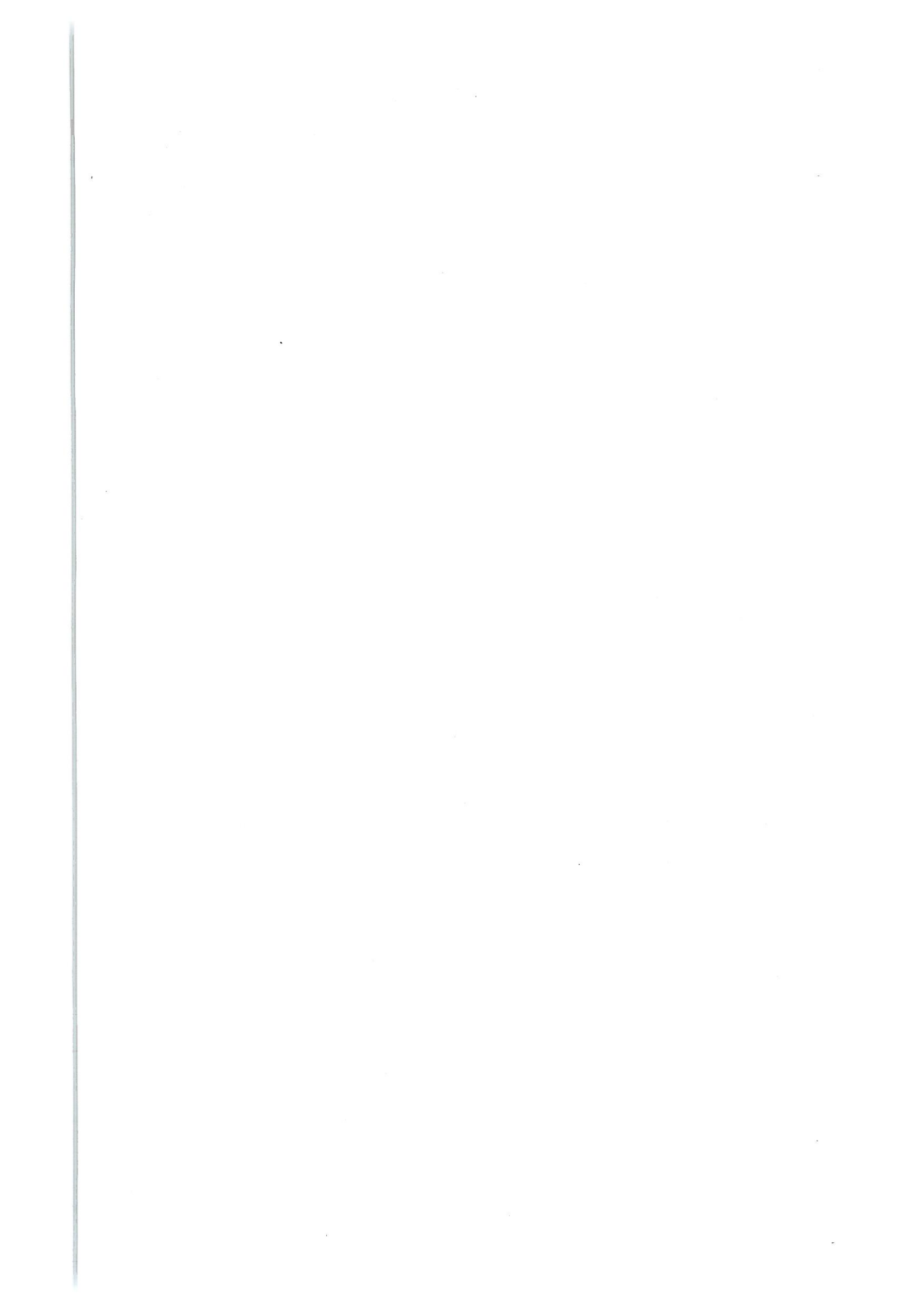
Slope deformations are very frequent in the studied region what is determined by lithology of Paleogene rocks and relief of the area. Registration of slope deformations revealed as many as 220 deformations. They are mainly concentrated in areas formed by Huty Formation. The deformation may be closer classified as various types of creep, rock falls, stream, frontal and areal landslides and block deformations. The most of landslides have rotational-planar slide plane. The depth of landslides varies from 3 to 25 m. Most of landslides represent recent type of deformation.

Water erosion also belongs to the geobarriers. The erosion may be areal or linear. The water erosion is responsible for big damage of the uppermost part of soil cover.

Weathering of rocks is widespread in the studied region due to lithology of rocks and type of climate in the region. This factor has to be taken into account especially by building projections.

Seismicity of the region represents an important geodynamic phenomenon. The recorded earthquakes belong to the medium strong. Neotectonic deformations are related to the seismicity. Among the neotectonically active faults is assumed the Subatric Ružbachy fault system.

Waste deposits are quite widespread in the region, there are 95 localities recorded. Most of them are without proper registration (wild waste deposits). They represent a potential hazard for ground- and surface waters.



**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
SPIŠSKEJ MAGURY**

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Vydavateľstvo Dionýza Štúra,
Bratislava 2000.

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Technické spracovanie: Gabriela Šipošová
Preklad do angličtiny: Ing. Juraj Janočko, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza
Štúra, RC Spišská Nová Ves.

ISBN 80-88974-27-5



ISBN 80-88974-27-5