

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE SLOVENSKÉHO RUDOHORIA VÝCHODNÁ ČASŤ

1:50 000

ŠTEFAN BAJANÍK – VLADIMÍR HANZEL – JÁN IVANIČKA – JÁN MELLO – JAN PRISTAŠ – PETER REICHWALDER – LAURENC SNOPKO – JOZEF VOZÁR – ANNA VOZÁROVÁ

Zostavili:
ŠTEFAN BAJANÍK – ANNA VOZÁROVÁ



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

ŠTEFAN BAJANÍK – VLADIMÍR HANZEL – JÁN IVANIČKA – JÁN MELLO – JÁN
PRISTAŠ – PETER REICHWALDER – LAURENC SNOPKO – JOZEF VOZÁR – ANNA
VOZÁROVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE SLOVENSKÉHO RUDOHOORIA VÝCHODNÁ ČASŤ

V MIERKE 1 : 50 000

Zostavili:

ŠTEFAN BAJANÍK – ANNA VOZÁROVÁ

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA, 1983

Vedecký redaktor: RNDr. Ján GAŠPARÍK, CSc.

Redakčný okruh:

člen korešpondent SAV Oto FUSÁN, DrSc., RNDr. Peter REICHWALDER, CSc.,
RNDr. Dionýz VASS, DrSc., Ing. Eugen KULLMAN, CSc., RNDr. Jaroslav
LEXA, CSc., Ing. Stanislav GAZDA, CSc., RNDr. Igor MODLITBA

Recenzent: člen korešpondent SAV Oto FUSÁN, DrSc.

OBSAH

Úvod /Š.Bajaník–A.Vozárová/	7
Geomorfologické členenie a vývoj	8
Regionálnogeologickej prehľad	10
Prehľad doterajších výskumov	12
Geologickej vývoj	14
Veporikum /J.Vozár/	14
Gemerikum	16
Gelnická skupina /J.Ivanička–L.Snopko/	16
Rakovecká skupina /Š.Bajaník/	17
Črmeliská skupina /Š.Bajaník/	19
Dobšinská skupina /A.Vozárová/	19
Krompašská skupina /Š.Bajaník/	20
Strateneská skupina /J.Mello/	21
Gočaltovská skupina /A.Vozárová/	21
Meliatska skupina /J.Mello/	22
Silicikum /J.Mello/	23
Silický príkrov a šupina Slovenskej skaly	23
Pokryvné útvary /Š.Bajaník–A.Vozárová– J.Pristaš/	24
Vrchná krieda	24
Terciér /spracované na základe materiálov R.Marschallku, J.Lexu, D.Vassa, M.Elečku/	25
Neogén	25
Kvartér /J.Pristaš/	25
Stratigrafia, litológia, mineralológia, geochemia	27
Veporikum /Š.Bajaník–J.Vozár/	27
Hronský komplex /Š.Bajaník/	28
Kráľovoholišký komplex /Š.Bajaník– J.Vozár/	29
Komplex Hladomornej doliny /J.Vozár/	30
Revúcka skupina /J.Vozár/	31
Federátska skupina /J.Vozár/	39
Ružínска skupina /Š.Bajaník/	45
Granitoidné horniny /J.Vozár/	48
Gemerikum	50
Gelnická skupina /J.Ivanička–L.Snopko/	50
Vlachovské súvrstvie	50
Súvrstvie Bystrého potoka	60
Drnavské súvrstvie	66
Rakovecká skupina /Š.Bajaník/	72
Štóske súvrstvie	73

Smrečinské súvrstvie	76
Sykavské súvrstvie	77
Črmeňská skupina /Š.Bajaník/	83
Dobšinská skupina /Š.Bajaník–A.Vozárová/	86
Ochtinské súvrstvie/A.Vozárová/	87
Rudnianske súvrstvie /A.Vozárová/	93
Zlatnícke súvrstvie /Š.Bajaník/	96
Hámorské súvrstvie /A.Vozárová/	99
Krompašská skupina /Š.Bajaník/	101
Knolské súvrstvie	101
Petrovohorské súvrstvie	103
Novoveské súvrstvie	106
Severogemeridné mezozoické skupiny	107
Stratencká skupina /J.Mello/	107
Gočaltovská skupina /A.Vozárová–P.Reichwalder/	122
Rožňavské súvrstvie	122
Štítnické súvrstvie	130
Meliatska skupina /J.Mello/	133
Bázické a ultrabázické horniny v mezozoiku /J.Mello/	141
Granitoidné horniny /J.Ivanička/	142
Silicikum /J.Mello/	147
Šupina Slovenskej skaly	147
Silický príkrov	150
Pokryvné útvary	160
Terciér /Š.Bajaník/	160
Centrálnokarpatský paleogén	160
Neogén	160
Kvartér /J.Pristaš/	161
Tektonika /P.Reichwalder–L.Snopko/	164
Tektonický vývoj územia	169
Predalpínska etapa	169
Alpínska etapa	170
Zlomová tektonika	172
Lubenicko-margecianska línia	176
Hrádocko-železnická línia	177
Mlynecká prešmyková zóna	178
Rožňavská zlomová línia	178
Priečne dislokácie	178
Hydrogeologická charakteristika územia /V.Hanzel/	179
Geofaktory životného prostredia /L.Snopko/	181
Literatúra	199
Explanatory notes on the Geological map of the Slovenské rudohorie Mts.– – the eastern part /1:50 000/ – Summary	201
	216

ÚVOD

Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť v mierke 1:50 000 – zobrazuje jeden z najroziahlejších a hospodársky najvýznamnejších regiónov Západných Karpát. Je výsledkom práce kolektívu autorov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorí pri zostavovaní mapy použili vlastné mapové podklady a výsledky terénneho i laboratórneho výskumu. Zároveň autorský kolektív zhodnotil a využil výsledky práce celého radu ďalších pracovníkov GÚDŠ, pracovníkov z Geologického prieskumu, n.p., Spišská Nová Ves, z Geologického ústavu SAV v Bratislavе, z Katedier a Geologického ústavu Príroovedeckej fakulty UK v Bratislave, z Katedry geológie Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, z Uranového prieskumu, Liberec, závod Spišská Nová Ves, z Ústredného geologického ústavu v Prahe a Geofyziky, n.p., Brno, závod Bratislava. Každý z tohto širokého kolektívu odborníkov prispel svojou prácou k hlbšiemu poznaniu geologickej stavby predkladaného územia.

Jednotliví autori sú uvedení v obsahu alebo v podtitule geologickej mapy.

Pracovný kolektív, ktorý zostavil predkladanú geologickú mapu Slovenského rudohoria – východná časť – bol nasledovný:

Veporíkum: hronský komplex a ružínska skupina v Slubici a Čiernej hore: Š.Bajaník
kráľovohoľský komplex, komplex Hladomornej doliny, revúcka skupina, federátska skupina: J.Vozár

Gemeríkum: gelnická skupina: J.Ivanička, P.Reichwalder /východná časť/, L.Snapko /západná časť, po línii Hnilec, Hoľa, Volovec, Úhorná, Drnava/, A.Vozárová /od Štítnika na západ/
rakovecká skupina: Š.Bajaník /štóske súvrstvie: P.Reichwalder/
dobinská skupina: Š.Bajaník /severná a východná časť gemerika/, A.Vozárová /západná časť gemerika/
krompašská skupina: Š.Bajaník

severogemeridné mezozoické skupiny: J.Mello
gočaltovská skupina: P.Reichwalder /Jasov–Drnava/,
A.Vozárová /Železník–Rožňava/
meliatska skupina: J.Mello

Silicikum: J.Mello

Paleogén: Š.Bajaník – na základe materiálov R.Marschalku

Neogén: Š.Bajaník /košická štrková formácia/, A.Vozárová /Rožňavská a Rimavská kotlina/ – na základe materiálov D.Vassa, J.Lexu, M.Elečku

Kvartér: J.Pristaš

Podklady z vrtných prác pre potreby geologickej mapy pripravil T.Gregor.

Text vysvetliviek bol zostavený v zmysle platnej smernice vydanej ÚÚG v Prahe roku 1969. Vnútorná náplň jednotlivých kapitol je zoradená v chronologickom siede podľa tektonických jednotiek, ktoré sa na geologickej stavbe východnej časti Slovenského rudohoria podieľajú, a to v poradí: vepríkum, gemeníkum, silicikum.

GEOMORFOLOGICKÉ ČLENENIE A VÝVOJ

Územie zobrazené na predkladanej mape patrí podľa regionálnogeomorfologického členenia Slovenskej socialistickej republiky, ako ho podáva E.Mazúr–M.Lukniš /1980/, do subprovincie vnútorných Západných Karpát.

Podstatná plocha mapy zobrazuje oblasť východnej časti Slovenského rudohoria, s výnimkou jeho najvýchodnejšieho výbežku – pohoria Čiernej hory, ktoré bolo zahrnuté do mapy okrajovo len v stykovej zóne s Volovskými vrchmi. Severovýchodný okraj územia geologickej mapy – malý výbežok pohoria Braniska /masív Sľubice/ a južné okraje Hornádskej kotliny – patria geomorfologicky do oblasti fatransko-tatranskej. Úzkymi výbežkami je zobrazená na mape i oblasť Lučensko-košickej zníženiny. Pri jej juhovýchodnom okraji je to časť Medzevskej pahorkatiny a Košickej roviny a pri juhozápadnom okraji severné výbežky Licinskej pahorkatiny.

Skúmané územie patrí do povodia Hornádu a jeho najväčších prítokov – Hnilca a Slanej, s jej ľavým prítokom, Bodvou.

Podstatnú časť geologicky spracovaného územia Slovenského rudohoria tvoria Volovské vrchy, rozčlenené geomorfologicky na Havranie vrchy,

Knoľu, Zlatý stôl, Hnilecké vrchy /v severnej časti s Galmusom a v južnej časti s Hnileckým podolím/, na Košovskú hoľu a Holičku.

Západný okraj zostavenej mapy zaberá časť Revúckej vrchoviny, a to: Dobšinské predhorie, Hrádok, Tureckú a časť Železníckeho predhoria. Geologicky bol spracovaný i najvýchodnejší okraj Stolických vrchov. Sever spracovaného územia tvoria okraje Slovenského raja. Južný okraj mapy zobrazuje časť Slovenského krasu.

Základy dnešného morfológického členenia zobrazeného územia boli dané v dobe neogénu až pleistocénu. Volovské vrchy, Čierna hora, Branisko a Stolické vrchy, spolu so Spišsko-gemerským krasom na severe a Slovenským krasom na juhu, sa vyzdvihli. Naproti tomu relatívnym poklesávaním vznikli kotliny a zníženiny. Na severe Hornádska kotlina, na juhu medzi Slovenským krasom a Volovskými vrchmi Rožňavská, na východe Košická a na juhozápade Rimavská kotlina.

Tieto základné formy, vzniknuté germanotypnou tektonikou, boli dotvorené a modelované eróziou riek a denudačnými procesmi. Priebeh riečnych tokov sa v hlavných rysoch prispôsobil zlomovej tektonike. Dôležitú úlohu pritom zohrala odolnosť hornín a charakter geomorfologického vývoja reliéfu. Tak došlo i k rozčleneniu veľkoforiem.

Zlomová tektonika severo-južného smeru umožnila vznik priečnych depresií.

Centrálna časť Slovenského rudohoria – Volovské vrchy – má i napriek petrografickej pestrosti hornín pomerne monotoný reliéf. Relatívne konštantná výška chrbotov poukazuje na existenciu starého zarovnaného reliéfu.

Riečna sieť má v podstate dvojakú povahu. Hornád a Hnilec sú staré toky z doby existencie zarovnaného reliéfu. Toky mladé vznikli až po vyzdvihnutí a deformáciách tohto reliéfu. Do tejto kategórie patrí väčšina priečnych tokov /Slaná, Muráň, Štítnik, Blh, Turiec, Rimava, Ida/.

Pre Slovenský raj, Galmus, ako i na východ pokračujúce mezozoické pásmo, je z hľadiska geomorfologického najdôležitejším fenoménom stredotriasový vápencovo-dolomitický komplex. Dolomity sú zväčša nekrasovejúce, morfológicky menej odolné, častejšie drvené. Dnešný reliéf tu bol podmienený mladou tektonikou, v dôsledku ktorej sa vytvárali hlboké subsekventné doliny, medzi ktorými sa lokálne uchoval starší plochý reliéf – planiny. Tieto sú oproti tektonicky založeným depresiám ohrazené sústavou vysokých bráľ. Miestami sa vytvárajú tiesňavy, kaňony.

Slovenský kras je najroziahlejším krasovým územím v Československu. Sú tu zastúpené všetky fenomény typické pre krasové územie.

REGIONÁLNOGEOLOGICKÝ PREHĽAD

Geologická stavba východnej časti Slovenského rudoohoria je alpino-typná, má príkrovový charakter. Vznikla v alpínskom orogéne, počas ktorého bol prepracovaný aj starší variský podklad a súčasne včlenený do neoidnej štruktúry.

Územie východnej časti Slovenského rudoohoria tvoria tri tektonické jednotky v príkrovovej pozícii nad sebou.

Spodná tektonická jednotka – vepríkum – zaberá na mape úzku zónu zobrazujúcu podložie násunovej línie gemerika. Podstatná časť z mapovaného územia je tvorená gemerikom a v južnej časti najvyššou tektonickou jednotkou – silicikom.

Princíp zostavenia geologickej mapy je litostratigrafický; každá tektonická jednotka je rozčlenená na základné litostratigrafické celky – skupiny a súvrstvia, ktoré sú kartograficky vymedzené a litostratigraficky charakterizované.

Veprikum /v zmysle D. Andrusova – J. Bystrického – O. Fusána 1973/ je na mape zastúpené len okrajovo. Tvorí ho kryštalíkum a obalové sériu zložené z epimetamorfovaných sedimentov mladšieho paleozoika a mezozoika. V rámci kryštalíkika bol vyčlenený kráľovohoľský komplex /Revúcka vrchovina a Čierna hora/, komplex Hladomornej doliny /Revúcka vrchovina/ a hronský komplex /Čierna hora a Sľubica/. Zrevidované bolo stratigrafické a priestorové rozšírenie série Hladomornej doliny /A. Klinec a kol. 1962/, z ktorej podstatná časť bola vymedzená ako nová litostratigrafická jednotka /slatinské súvrstvie v rámci revúckej skupiny/.

Rádiometrickým datovaním bol doložený kriedový vek leukokrátnych granitov z oblasti Krokavy, čím sa mení stratigrafické zaradenie podstatnej časti granitoidov z južnej časti kohútskej zóny /rimavská subzóna v zmysle M. Maheľa a kol. 1967/. Bola preukázaná prítomnosť alpínskych žúl pozične viazaných na ťubenícko-margeciansku líniu. Vyčlenený bol mladopaleozoický a mezozoický obal vepríka – revúcka skupina a federátska skupina v Revúckej vrchovine i ružinská skupina v Čiernej hore a Sľubici. Redefinovaný bol rozsah ružínskej skupiny /v zmysle M. Maheľa a kol. 1967/, do ktorej bolo včlenené i permanske klastické súvrstvie.

Gemerikum /D. Andrusov – J. Bystrický – O. Fusán 1973/ je tektonická jednotka, ktorá sa na stavbe územia zobrazeného na mape podieľa najväčšou mierou. Leží v príkrovovej pozícii na vepríku, pričom hranica násunu je sledovaná priebehom ťubenícko-margecianskej línie. Gemerikum je zložené z horninových komplexov troch vývojových cyklov – staropaleozoického, mladopaleozoického a mezozoického.

Staropaleozoickému cyklu patria vulkanicko-sedimentárne formácie gelnickej a rakoveckej skupiny. V ich nadloží vystupujú súvrstvia mladšieho paleozoika v autochtonnej pozícii. Oproti pôvodnej definícii gemeníka podľa D.Andrusova – J.Bystrického – O.Fusána /1973/ je pre obdobie mladšieho paleozoika a mezozoika osobitne odčlenená severná a južná časť gemeníka, oblasti s odlišným geotektonickým postavením, a teda odlišným geologickým vývojom.

V severnej časti gemeníka nadväzujú priamo na súvrstvie dobšinskej a krompašskej skupiny /mladšie paleozoikum/ severogemeridné mezozoické skupiny predstavované na mape stratenskou skupinou.

V južnej časti gemeníka je mladšie paleozoikum zastúpené súvrstviami gočaltovskej skupiny. K obdobiu mezozoického vývoja boli v južnej časti gemeníka zaradené komplexy meliatskej skupiny. Vzhľadom na to, že ich priamy vzťah k súvrstviám gočaltovskej skupiny je všade tektonický, nie je doposiaľ spoločne preskúmané ani vnútorné lithostratigrafické členenie, ani vzájomný vzťah jednotlivých tektonických šupín meliatskej skupiny; otázka jej tektonickej príslušnosti nie je jednoznačne doriešená. Pre zoštavenú mapu bolo prijaté riešenie, podľa ktorého je meliatska skupina súčasťou gemeníka. Na rozdiel od definície D.Andrusova a kol. /1973/ boli z gemeníka vyčlenené mezozoické komplexy Slovenského krasu a trosek v strednej časti Volovských vrchov, ktoré sú zaradené k siliciku.

V gemeníku, v horninách gelnickej a rakoveckej skupiny, vystupuje niekoľko apikálnych častí granitoidových telies, všeobecne patriacich k postkinematickému typu. Ich časové zaradenie sa vo svetle najnovších rádiometrických výskumov javí ako problematické. Rádiometrickými metodami /K/Ar a Rb/Sr/ bol doložený kriedový, ale i permšký vek.

Silicikum bolo na mape vymedzené ako najvyššia tektonická jednotka, ktorá spočíva v príkrovovej pozícii na rôznych členoch gemeníka. Na mape východnej časti Slovenského rudohoria boli k nemu priradené masy mezozoika v oblasti Slovenského krasu i príkrovové trosky v strednej časti Volovských vrchov /Radzim, Spitzenhügel a i./ a metamorfovaná synklinálna šupina Slovenskej skaly. Tieto masy sú korelované s „oberostalpnom“.

Mezozoické komplexy silického príkrovu a stratenskej skupiny sú prerážané bázickými a ultrabázickými horninami. Bázické a ultrabázické horniny vymedzené v mezozoických komplexoch meliatskej skupiny, stratenskej skupiny a silicika majú vo väčšine prípadov tektonický vzťah k okolitým horninám. Iba v meliatskej skupine sa okrem vyššie uvedených bázick a ultrabázick nachádzajú aj produkty syngénneho bázického vulkanizmu.

Po vzniku alpinotypnej príkrovovej stavby, v období od vrchnej kriedy až po súčasnosť, novovzniknutá alpínska megaantiklinála prekonávala pri-

bližne rovnaký vývoj. Hlavnú úlohu zohrala mladoalpínska tektonika. Centrálna časť bloku stúpala a stala sa trvalou súšou, ktorá si ešte menila svoje obmedzenie, ale poskytovala po celý čas klastický materiál pre výplň okolitých sedimentačných bazénov.

PREHĽAD DOTERAJŠÍCH VÝSKUMOV

Územie východnej časti Slovenského rudohoria patrí k najprebádanejším oblastiam v Západných Karpatoch. Systematicky ho začali po prvý raz spracovať v druhej polovici minulého storočia pracovníci Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni. Od tých čias boli jednotlivé časti tohto územia predmetom záujmu mnohých pracovníkov, ktorých práce boli zverejnené v početných publikáciach /pozri použitú literatúru/.

Podrobnejší výskum východnej časti Slovenského rudohoria sa začal uskutočňovať po roku 1945 a najmä po roku 1955. V období rokov 1953 – 1954 kolektív riešiteľov z Geologického ústavu Dionýza Štúra spracoval celé územie východnej časti Slovenského rudohoria /medzi Dobšinou a Košicami/ a zostavil kolekciu geologických máp, topografických listov v mierke 1:50 000. Jednotlivé listy boli vytlačené /s výnimkou listu Dobšiná/ v rámci redakcie GÚDŠ ako dočasné geologické mapy, ktoré mali charakter kontúrových nekolorovaných máp s indexovým označením vymedzených útvarov. Prvou regionálnogeologicou mapou zobrazujúcou stavbu celého predmetného územia bola mapa v mierke 1:100 000, ktorú zostavil O. Fusán – J. Bystrický – M. Maheľ v roku 1956.

Vyše dvadsaťročná práca veľkého kolektívu pracovníkov v povoju novom období vyvrcholila vydaním topografických listov edície Prehľadnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1:200 000 a vysvetliviek k nim /konkrétnie pre predmetnú oblasť listy Vysoké Tatry M-34-XXVII, O. Fusán a kol. 1963; Rimavská Sobota M-34-XXXIII, O. Fusán a kol. 1962, a okrajove Zborov-Košice M-34 časť XXVIII, A. Matějka a kol. 1964/.

Ďalším významným dielom, kontinuálne nadväzujúcim na predchádzajúce obdobie, bolo zostavenie geologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1:50 000, vypracovanej v rámci geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria /1969–1970/. Táto mapa zhŕala výsledky úsilia širokého kolektívu pracovníkov, ktorí pracovali v tejto oblasti buď pri zostavovaní máp v mierke 1:25 000 a 1:50 000, alebò priamo v oblasti výskumu početných ložísk. Mapu ku geologicko-ložiskovej štúdie

Spišsko-gemerského rудohoria zostavil kolektív autorov pod vedením hlavného redaktora L.Snapku.

Geologický výskum za posledných desať rokov priniesol celý rad nových poznatkov, ktoré bolo treba zohľadniť. Pokračovalo geologické mapovanie v mierke 1:25 000 a miestami i 1:10 000, takže prakticky celé územie východnej časti Slovenského rúdohoria bolo čo do podrobnosti prepracované na približne rovnakú úroveň.

Od r. 1969 boli zostavené nasledovné geologické mapy listov v mierke 1:25 000, ktoré boli použité pri zostavovaní predkladanej mapy.

Štítnik, Plešivská planina, Licince, Plešivec /J.Mello a kol. 1969/; Rožňava, Silica /J.Mello a kol. 1970/; Jablonov nad Turnou a Pavlovský vrch /J.Mello a kol. 1972/; Betliar /P.Kulich 1972/; Prakovce /A.Lamoš 1972/; Štós /J.Ivanička a kol. 1973/; Mníšek nad Hnilcom /J.Ivanička 1974/; Švedlár /J.Ivanička 1974/; Hnilec /J.Ivanička a kol. 1975/; Slovinky /Š.Bajaník a kol. 1975/; Gelnica /Š.Bajaník a kol. 1977/; Hrhov a Hosťovce /J.Mello a kol. 1977; Kameňany /J.Mello a kol. 1977/; Nižný Medzev /P.Reichwalder – J.Mello a kol. 1976/; Jelšava /T.Gregor a kol. 1976/; Ratkovské Bystré /P.Reichwalder a kol. 1979/; Turna nad Bodvou /J.Mello a kol. 1979/; Ratkovská Suchá /Ľ.Gaál a kol. 1980/.

Styková zóna gemerika a veporika v oblasti Čiernej hory a južnej časti Sľubice bola spracovaná na základe mapových podkladov v mierke 1:10 000 a 1:25 000 podľa S.Jacku /1975/ a J.Slavkovského /in S.Jacko a kol. 1975/.

Geologická mapa východnej časti Slovenského rúdohoria zhŕňa všetky nové poznatky z mapových listov i z podrobnych prác litologických, petrografických, mineralogických, petrochemických, biostratigrafických a drobnotektonických, ktoré boli za posledné desaťročie v tomto území robené. Pri jej zostavovaní sa čerpalo z mapových prác autorského kolektívu a všetkých autorov, ktorí podstatnejšie prispeli k poznaniu geologickej stavby územia. Sú to: A.Abonyi, P.Adámek, J.Beňka, A.Biely, J.Bystrický, E.Drnzík, O.Fusán, P.Grečula, T.Gregor, J.Hudáček, J.Hlavský, J.Jablonský, S.Jacko, A.Klinec, P.Kulich, A.Lamoš, J.Lexa, M.Maheř, R.Marschalko, K.Ondrejkovič, J.Pecho, L.Rozložník, J.Slavkovský, J.Štimmel, J.Václav, I.Varga, D.Vass, J.Zlocha.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

VEPORIKUM

Vyjadriť geologický vývoj vaporika iba na základe poznatkov z územia zostavenej mapy nie je možné. Preto v tejto kapitole budú použité poznatky zo širšieho regiónu Západných Karpát. K paleogeografickému vývoju kryštalínika vaporika, t.j. hronského a kráľovohoľského komplexu, možno zaujať stanovisko len na podklade veľmi kusých informácií. Kráľovohoľský komplex je reprezentovaný granitoidmi. Tieto sú produkтом zložitých procesov magmatogenézy vo variskej /podľa niektorých autorov aj predvariskej/ etape orogenetického vývoja. Horniny zaradované do hronského komplexu boli už v minulosti charakterizované z hľadiska ich predmetamorfného vývoja /najmä V.Zoubek 1960, J.Kamenický in B.Cambel a kol. 1961, J.Kamenický in M.Maheľ a kol. 1967, D.Hovorka 1975, A.Klinec 1966, 1971 a i./. Za základ boli brané do úvahy dôkazy pre ſlovito-piesčitý vývoj sedimentov s bázickým, intermediárnym a kyslým vulkanizmom /O.Miko–D.Hovorka 1978/. Hronský komplex je geosynklinálna formácia, ktorej vývoj bol ukončený vo variskom orogéne. Palinologicky bol doložený vek piesčito-ſlovitých sedimentov ako silúr-devón /A.Klinec–E.Planderová 1979, V.Bezák–E.Planderová 1981/.

Osobitne vymedzený je horninový komplex Hladomornej doliny, ktoré je zaradený do spodného – stredného devónu /A.Klinec–E.Planderová 1981/; je zložený z kordieritových rúl, bridľíc s kordieritom. Vzhľadom na polymetamorfný charakter /dynamometamorfóza, kontaktná metamorfóza/ možno len na základe reliktov zachovalejších partií sedimentov predpokladať ich ſlovito-piesčitý vývoj. O ukončení staropeleozoického vývojového cyklu vo vaporiku možno všeobecne uvažovať pred stredným karbónom. Najstaršie známe molasové sedimenty sú datované na základe palinológie do stefanu C–D /E.Planderová–A.Vozárová 1978/; nie je však zachovaný ich úplný vrstevný sled. Časť granitoidných telies je rádiometricky datovaná do spodného karbónu /B.Cambel et al. 1980/. Na zá-

klade toho možno predpokladať, že bretónska alebo sudetská fáza znamenali vyvrcholenie variského orogénu v tejto oblasti.

Úlomky hornín kráľovohoľského komplexu sú vo forme klastogénneho materiálu už v mladšom paleozoiku. Tento poznatok prispieva k otázke vývoja a usporiadania horninových celkov vo variskom orogéne s dôsledkami pre tvorbu molasových bazénov.

V paleogeografii mladšieho paleozoika Západných Karpát má dôležitú úlohu vytvorenie dvoch variských stabilizovaných blokov /tatransko-vepor-ský blok, ktorý najpravdepodobnejšie obsahuje aj staršie štruktúrne úrovne, a gemedidná geosynklinálna zóna vyvrásnená vo variskom orogéne – A.Vozárová 1982/. V priestore týchto blokov sa vytvorili tri význačnejšie sedimentačné oblasti /A.Vozárová – J.Vozár 1975, 1978/. V priestore tatransko-vepor-ského bloku vznikla severná sedimentačná oblasť; v predpolí variské vyvrásnenej zóny, ktorej súčasťou bolo staršie paleozoikum gemedidika, vznikla stredná sedimentačná oblasť, ktorá anektovala i južný okraj tatransko-vepor-ského bloku, a nakoniec južná sedimentačná oblasť, ktorá vznikla na južnej časti vyvrásnenej gemedidnej zóny /A.Vozárová 1982/. Južná časť veporta vyjadrená na zostavenej mape reprezentuje vývoj v severnej okrajovej časti strednej sedimentačnej oblasti. Smerom do osovej časti strednej sedimentačnej oblasti sa predpokladá ešte pôvodný sedimentačný priestor hronika.

Slatinské súvrstvie, ako reprezentant bazálnej časti sedimentárnych molasových komplexov, vznikalo v podmienkach prechodného prostredia, s fáciami typickými pre deltový faciálny model a príslahlú príbrežnú časť mora. Bol zistený výskyt alochtonnej a autochtonnej mikroflóry charakteristickej pre lagunárne a močiarové oblasti. Toto prostredie bolo v období tvorby rimavského súvrstvia vystriedané podmienkami kontinentálnej aluviálnej sedimentácie, s krátkym transportom a so slabo vytriedeným materiálom. Počas sedimentácie oboch súvrství prebiehala vulkanická činnosť na okraji bazénu i na obnaženej oblasti, pričom bol vulkanogénny materiál znášaný do bazénu /A.Vozárová – J.Vozár 1982/.

Nový sedimentačný cyklus začína dobre vytriedenými kremennými pieskami a kremencami /spodný trias federátskej skupiny/. Je to súčasť väčšieho deltového režimu, zahrnujúceho západokarpatskú oblasť v širšom zmysle, s pravdepodobným transportom materiálu od S k J /M.Mišík – J.Jablonský 1978/. Tento deltový režim bol vystriedaný lagunárno-deltovým a lagunárnym režimom /vrchná časť spodného triasu/ a pozdejšie prostredím morským – plytký neritik /stredný trias/. V priebehu triasu sa v bazéne, kde sedimentovali horniny federátskej skupiny, striedali podmienky plytšieho neritika s hlbším neritikom. Zaujímavé sú tu z tohto hľadiska

rohovcové vápence a vápence s rohovcami i čierne bridlice s čiernymi vápencami a plytkovodný hlavný dolomit.

O morských vývinoch v jure sú len kusé informácie z pásma Čiernej hory, kde je jura /lias–doger/ reprezentovaná karbonátmi a karbonátmi s rohovcami, fáciami hlbšieho neritika.

GEMERIKUM

Gelnická skupina

Gelnická skupina reprezentuje flyšovú formáciu vyznačujúcu sa pestrým polygenetickým a polycyklickým vývojom. V rámci mezorytmickej sedimentácie vplyvom synsedimentárnych tektonických pochodov alternujú jednotlivé flyšové subformácie. V stredných častiach mezorytmov sú doprevádzané synchrónnym acidným vulkanizmom, prebiehajúcim vo viacerých etapách na rôznych stratigrafických úrovniach. Podobne je synchrónny i bázický spilitovo-diabázový vulkanizmus, ktorý je nepatrne zastúpený a viaže sa na vrchnejšie časti mezorytmov. Flyšové sedimenty gelnickej skupiny majú veľmi veľkú hrúbku /niekoľko tisíc metrov/, jej bazálne a najvrchnejšie časti ani nepoznáme /L.Snapko 1976a/.

V rámci detritickej sedimentácie existuje viac-menej plynulá kontinuita od najhrubších klastických sedimentov – mikrokonglomerátov až po najjemnejšie prachovce. Sedimentáciu spestrujú ojedinele výskyty kalových karbonátov a grafitických bridlíc s lyditmi, ktoré sú zbytkami organickej sedimentácie. Hrúbka fácií /až 1500 m/, prítomnosť lyditov /rádiolaritov/, kalových vápencov, tiež miestami zistených alodapických vápencov, neprerušený vývoj sedimentácie, pomerne dobre vyjadrené Boumove intervale, chýbanie veľkého šikmého zvrstvenia – to sú nepopierateľné znaky sedimentácie v hlbších trógoch /L.Snapko– J.Ivanička 1978/.

V gelnickej skupine rozlíšené litofácie /pieskovcová, pieskovcovovo–šlovitá, šlovitá/ zodpovedajú určitému priestorovému rozčleneniu v schéme zapĺňovania flyšového žlabu. V západnej časti predpokladáme prvú prínosovú oblasť. Kambricko-ordovické súvrstvia majú najdetritickejšie fácie vyvinuté v oblasti Podslňovej a smerom laterálnym na východ i na západ sa zjemňujú do subflyšových až kryptoflyšových zón v rámci mezorytmov. S podobnými podmienkami sa stretávame i v silúrskom súvrství. Najdetritickejšie fácie, zodpovedajúce dištálnej subzóne ortoflyšu, sú

vyvinuté v oblasti Bystrého potoka. V najvrchnejšom spodnodevónskom súvrství sledujeme hrubozrnné detritické fácie od Rožňavy po Pipítku. V týchto fácích boli identifikované primárne sedimentárne textúry, ktoré poukazujú na hlavný smer transportu materiálu do panvy od juhovýchodu. Pozdĺžny príenos bol zistený v jemných fácích, a to od VSV na ZJZ. Vo východnej časti gelnickej skupiny bola identifikovaná druhá bočná prínosová oblasť. V súvrství silúrskom je maximálne rozšírenie dištálnej flyšovej zóny východne i západne od Kojšovej hole, v súvrství spodnodevónskom sa distálne zóny zoskupujú v línií Medzev – Prakovce. Počas polygenetického a polycyklického vývoja mezorytmov obidve prínosové oblasti mierne migrujú.

Na základe granulometrických znakov a rozloženia flyšových litofácií a vzhľadom na analýzu zistených primárnych textúrnych znakov sa domnievame, že sedimenty gelnickej skupiny sú charakteristické pre periférny, menej vnútorný svah podmorských náplavových kužeľov, ktoré v západnej časti odrážajú faciálne pestrejšiu zdrojovú oblasť než v časti východnej. Prevažná časť detritického materiálu je vulkanogénneho pôvodu, nepatrne množstvo klastického materiálu dodávala pôvodná kordiléra, ktorá bola situovaná južne od sedimentačného bazéna. Fundament tvoriaci kordiléru nikde na povrchu nevystupuje a jeho vek je podľa štúdia klastogénnych zirkónov predkambrický /B.Cambel 1976/.

Súčasne so sedimentmi hlbokomorských litofácií sa usadzovali i produkty kyslého vulkanizmu, ktoré svojím zložením patria k alkalicko-vápenatému radu. Vulkanické centrá rozšírené v príbrežných oblastiach mali pravdepodobne lineárny charakter a dodávali materiál do bazénu. V príbrežných oblastiach sa nazhromaždený vulkanický materiál akumuloval, až vznikli vo vodnom prostredí podmienky pre tvorbu veľkých podmorských zosunov /L.Snopko 1972/, ktorých existenciu dokazujú charakteristické textúrne znaky.

Z predloženého vyplýva, že gelnická skupina predstavuje v celom rozsahu gemenika len nepatrnu časť mohutného flyšového bazénu, ktorého os mala smer V-Z a nachádzala sa na S od dnešného jej vystupovania. Marginálne flyšové fácie so zlepencami boli pravdepodobne vyvinuté južnejšie, v blízkosti predpokladanej kordiléry.

Rakovecká skupina

Rakovecká skupina v porovnaní so skupinou gelnickou je charakterizovaná diametrálnie odlišným typom vulkanizmu. Podstatné rozdiely sú

i v type sedimentov. Zatiaľ čo pre gelnickú skupinu je charakteristickým rysom rytmičnosť sedimentácie, v rakoveckej skupine táto chýba.

To znamená, že sedimentácia a vulkanizmus v rakoveckej skupine prebiehali za zmenených paleogeografických podmienok. Charakter vulkanizmu poukazuje na odlišnú hĺbku magmatického krvu /cf. napr. I. Varga 1976/. Tholeiitický trend vulkanitov blízky zóne vulkanického oblúka nábáda k úvahе o väzbe vulkanizmu na aktívne zlomové pásmo späť s možným formovaním sa druhotej panvy. Je to však iba jedna z pracovných hypotéz. Iba podrobnejšie skúmanie môže objasniť i tento problém.

Počiatocné štádium vývoja rakoveckej skupiny /smrečinské súvrstvie/ charakterizuje prevažne piesčitý vývoj sedimentov. Bázický vulkanizmus sa uplatňuje iba miestami. Sporadicky sa objavujú acidné a intermediárne vulkanoklastické horniny. Stratigraficky vyššia časť – sykavské súvrstvie – je charakterizovaná mohutným bázickým vulkanizmom, zastúpeným prevažne paleobazaltmi, ľokálne intenzívou spilitizáciou, ojedinele acidnými, prípadne intermediárnymi diferenciátmi. Z tejto asociácie vyplýva, že rakovecká skupina je blízka spilitovo-diabázovo-keratofýrovej formácií. Vulkanizmus má subakoválny charakter, doložený poduškovitými textúrami, miktitmi, mandľovcovými textúrami a pestrou škálou vulkanoklastických hornín, ktoré sú dominujúcim členom sykavského súvrstvia. Prevládajúcou formou intruzív sú subvulkanické formy, ktoré intrudovali pravdepodobne v záverečných fázach vývoja rakoveckej skupiny.

Sedimenty sykavského súvrstvia tvoria vložky vo vulkanoklastických horninách /späť s nimi pozvoľnými prechodmi/ a v horninách vulkanických. Sú zastúpené pôvodne ſlovitými a piesčitými sedimentmi. V spodnej a vrchnej časti sykavského súvrstvia, v genetickej spojiteľnosti s bázickým vulkanizmom, prebiehala vo zvýšenej miere sedimentácia hematitových pieskovcov typu „Lahn-Dill“. Ílovito-piesčitá sedimentácia dosahuje väčšie rozmery iba v najvrchnejších častiach súvrstvia.

V južnej časti geomérika bolo vymedzené štóske súvrstvie, považované za súčasť rakoveckej skupiny. Po prvý raz ho vyzniesol ako „južný vývoj rakoveckej série“ O. Fusán /1954/.

Pre štóske súvrstvie v rámci jeho celého vývoja je charakteristickou črtou len sporadická prítomnosť bázických vulkanoklastických hornín. Reprezentujú ho ſlovito-piesčité sedimenty. Treba i tu podčiarknuť chýbanie rytmičnosti sedimentácie, ktorá je charakteristická pre gelnickú skupinu. Je najpravdepodobnejšie, že chýbanie bázických vulkanitov bolo zapísané vzdialenosťou tejto časti bazénu od aktívnej vulkanickej zóny.

Vrásnivo-metamorfími pochodmi /bretónska fáza/ bol prerušený vývoj rakoveckej skupiny.

Črmeľská skupina

Zaujíma osobitné postavenie v severnej časti gemerika. Asociáciami hornín sa odlišuje od predchádzajúcich dvoch staropaleozoických skupín i od dobšinskej skupiny.

Typ sedimentačného prostredia je morský. Prevláda fácia piesčito-floritá. Lokálne sa uplatňuje bituminózna substancia, často doprevádzaná karbonatickou sedimentáciou.

Hlavne v západnej časti skupiny sa aktivizoval bázický vulkanizmus, zastúpený prevažne vulkanoklastickými horninami, ojedinele výlevnými formami.

Hoci je vzťah črmeľskej skupiny k okolitým útvaram často tektonický, je preukázané, že jej horniny sú už súčasťou valúnového materiálu vrchného karbónu. Tým je daná jej vrchná hranica, ktorá spodná ostáva zatiaľ diskutabilná.

Dobšinská skupina

Sedimentačné prostredie, v ktorom vznikali sedimenty dobšinskej skupiny, možno všeobecne charakterizovať ako morské. Celé obdobie vývoja týchto sedimentov je poznačené oscilačným prehlbovaním a splytčovaním dna pôvodného sedimentačného bazénu.

V najstarších zachovaných častiach ochtinského súvrstvia vystupujú klastické piesčito-zlepencové sedimenty s polymiktným detritom, bohaté na grafitickú substanciu. Pôvodne mohli reprezentovať pomerne plytké, príbrežno-morské časti bazénu, do ktorých bol znášaný detritus z vytvárajúcej sa variský zvrásnenej kordiléry. Vzápäť sa však prehľbil sedimentačný bazén, o čom svedčí objavenie sa sekvenčí relativne jemnozrnnejších sedimentov doprevádzaných produktmi bázického vulkanizmu. V týchto častiach sú tiež bežné tenké vložky prekremenelených grafitických fyllitov. Opäťovné splytčenie v najvrchnejších častiach ochtinského súvrstvia je sprevádzané objavením sa zóny biohermných vápencov. Charakter nájdenej fauny z dolomitov a grafitických fyllitov magnezitového horizontu svedčí o plytkom morskom pobreží s dobre vyvinutými korálovými a krinoidovými biohermami. Po tomto pomerne pokojnom sedimentačnom období sa obnovili vertikálne tektonické pohyby pozdĺž okrajových zlomov. Prejavilo sa to ukončením rastu organogénnych bioherm, a to následkom prínosu nového klastického detritu z kontinentu do sedimentačného bazénu. Záro-

veň došlo pravdepodobne i k priestorovému rozšíreniu a štruktúrnej prestavbe sedimentačného bazénu. Do tohto obdobia spadá i vznik bazálnych zlepencových horizontov spolu s ostatnými klastickými horninami, ktoré boli definované a opísané ako rudnianske súvrstvie. Sedimentujú výrazne diskordantne na varisku zvrásnené komplexy rakoveckej a črmel'skej skupiny. Reprezentujú horizont príbrežno-morských sedimentov a výrazne svojím zložením a stavbou jednotlivých sedimentárnych telies odrážajú morfológiu pôvodného paleopobrežia. V oblasti severne od Rudnian a Poráča môžeme hovoriť o typickom sedimentačnom prostredí vejárovitej delty, t.j. časti výrazne členitého pobrežia, z ktorého je deltu prinášaný hrubo-úlomkovitý materiál do príbrežno-morského prostredia a distribuovaný až na morský sklon delty. V dobsinskej oblasti bol charakter pobrežia tektonicky menej aktívny, bez väčšieho prínosu klastického materiálu z kontinentu /A.Vozárová 1973/. Svedčí o tom malá hrúbka zlepencového horizontu v tejto oblasti i horizont biohermných vápencov vyvinutý v priamom nadloží nad nimi. Opäťovné prehĺbenie dna sedimentačného bazénu, ktoré bezprostredne nasledovalo, vyvolalo ďalšiu aktivizáciu vulkanickej činnosti. Záznamom sú výlevy paleobazaltov a im zodpovedajúce vulkanoklastické sedimenty v zlatníckom súvrství. Intenzita vulkanickej činnosti je opäť najvýraznejšia v tej oblasti, kde je horizont zlepencov a pieskovcov najmohutnejšie vyvinutý, teda v tektonicky aktívnejšej zóne.

Sedimentácia celého komplexu dobsinskej skupiny je ukončená paralickými sekvinciami hámorského súvrstvia. Sú to cyklické sedimenty, klastické, s tenkými medzivrstvičkami antracitového uhlia. V paleogeografickom vývoji sedimentačného bazéna znamenali definitívne spletenie a prerušenie sedimentácie.

Krompašská skupina

Prerušenie sedimentácie dobsinskej skupiny bolo vyvolané astúrskou tektonickou fázou. Táto tu však nemala charakter vrásnivo-metamorfín, ale epeirogénny. Došlo k diferenciácii sedimentačného bazénu. V depresiach za kontinentálnych podmienok a aridnej klímy sa usadzoval hrubo-úlomkovitý polymiktný materiál. Tektonický nepokoj sa prejavil v celom vývoji permu striedanie piesčito-zlepencových fácií a jeho odrazom je i acidná vulkanická činnosť, v podstate s dvoma základnými horizontmi. Typ kontinentálnej sedimentácie, ktorý prechádza v typ kontinentálno-jazerný, má v najvyšších častiach permu lagunárny charakter. Tento typ sedimentácie však nemal generálnu platnosť, čo svedčí o diferenciácii bazénu. Pomerne väčšie vyrovnanie nastalo až v spodnom triase.

Stratenská skupina

V tejto sedimentačnej oblasti prebiehala prakticky počas celého obdobia triasu plytkomorská sedimentácia v podmienkach stabilného šelfu. V spodnom triase bola sedimentácia prevažne florito-piesčitá, čiastočne karbonátová a evaporitová /lagunárno-príbrežné fácie/, od anisu karbonátová. V strednom anise došlo k prejavom tektonickej aktivity a s tým spojeného slabého členenia pôvodného sedimentačného priestoru /dokumentované výskytom reiflinských a schreyerálnských vápencov/. Charakter sedimentárnych fácií v tejto sedimentačnej zóne je plytkomorský, podobný súčasným usadeninám Bahamskej plošiny. Vznikli mohutné masy rifových a lagunárnych vápencov a dolomitov. Kontinuitu plošiny narúšali iba miestami vyvinuté zóny s pelagickou sedimentáciou /rohovcové a hľuznaté vápence/. V severogemeridnej sedimentačnej zóne existovali tieto iba epizodicky /ilýr-fasan, jul, lák, norik, rét/.

Gočaltovská skupina

Klastické sedimenty gočaltovskej skupiny obsahujú materiál redeponovaný zo staropaleozoických hornín gemenika /gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia/. Podľa charakteru klastického materiálu v bazálnych častiach gočaltovskej skupiny možno predpokladať, že na západe územia jej výskytov bolo obdobie bez sedimentácie pomerne dlhé. Prípadné prepracovanie starších kontinentálnych sedimentov a od toho závislé i zvýšenie mineralogickej zrelosti detritu v gočaltovskej skupine je vylúčené, pre jeho veľmi slabú opracovanosť.

Bazálne časti tejto skupiny /sedimenty rožňavského súvrstvia/ vznikali v sedimentačnom prostredí kontinentálnom, typu zdivočených riek. Masy klastického materiálu boli prinášané široko rozvetvenou sieťou horských potokov do pomerne plochej aluviálnej nížiny. Proximálne časti bazénu boli lemované systémom proluviálnych kužeľov, v dnešnom stave slabo opracovaných zlepencových telies. Smerom distálnejším sa proluviálne kužele vytrácali a vyuvíjal sa systém plochých aluviálnych vejárov. Svedčia o tom miestami zachované normálne usporiadane cykly oddelené navzájom eróznymi rozmyvmi, dnové výplne korýt a konkávne typy šikmých zvrstvení v pieskovcoch. Okraj sedimentačného bazénu bol založený na zlomoch a bol pravdepodobne strmý, lemovaný členitým terénom. V oblasti aluviálnej nížiny vznikali občasné jazerá, v ktorých sa ukladali pomerne jemnej-

šie sedimenty, bridlice, piesčité bridlice, prípadne dobre vrstevnaté pieskovce, miestami s gradačným zvrstvením. Tento typ sedimentov je typický pre bazálne časti štítnického súvrstvia. Vulkanické centrá boli rozmiestnené hlavne pozdĺž zlomov ohraničujúcich sedimentačný bazén. Materiál z nich bol spolu s ostatným detritom transportovaný do sedimentačného bazénu. Aluviálna nížina komunikovala s morskou oblasťou. O tom svedčí postupná zmena sedimentačných podmienok, od výlučne kontinentálnych v rožňavskom súvrství až po jazerné, prípadne lagunárno-plytkomorské v štítnickom súvrství. O brackickom sedimentačnom prostredí pre sedimenty v oblasti Štítnika uvažoval J.Bystrický – O.Fusán /1955/. S najväčšou pravdepodobnosťou možno predpokladať v období sedimentácie štítnického súvrstvia široko rozvinutú príbrežno-morskú aluviálnu nížinu, ktorá bola zo strany kontinentu lemovaná systémom príbrežných jazier, občas komunikujúcich s hlavným bazénom. Pomerne častá klastická prímes piesčitého detritu sa dá vysvetliť intenzívnym znosom z kontinentu, vejárovite rozvetvenými korytami riek. V najvrchnejšej časti štítnického súvrstvia vznikali telesá detritických dolomitických vápencov, zodpovedajúce plytkovodnému lagunárno-sabchovému komplexu. O bazénovom type sedimentácie svedčí charakter vrstevnatosti, konštantná hrúbka vrstiev, znaky bioturbačnej činnosti organizmov, gradačné zvrstvenie v pieskovcoch, pomerne hojná prítomnosť klastickej slúdy i nálezy odtačkov schránok mlžov čeľade antracosiidae /J.Šuf 1963/ na kopci Háj.

Meliatska skupina

Prakticky až do stredného anisu prebiehala v tejto sedimentačnej oblasti plytkomorská sedimentácia v podmienkach stabilného šelfu, v spodnom triase prevažne ſlovito-piesčitá, iba čiastočne karbonátová, v spodnejšom anise plytkovodná karbonátová. V pelsóne došlo k prvým prejavom tektonického nepokoja a následnému prehľbeniu niektorých častí sedimentačného priestoru /dokumentované výskytom silicitorov a hľuznatých vápencov/. V tomto období alebo miestami aj o niečo skôr, ako na to poukazujú vložky tufitov v silicitoroch na typovej lokalite v Meliate /R.Mock in J.Mello a kol. 1975/, sa vyskytujú aj prvé prejavy bázickej vulkanickej činnosti. Vulkanická aktivita /okrem tufov a tufitov aj výlevy paleobazaltov/ pretrvávala zrejme až do vrchného triasu.

Podmienky sedimentácie v meliatskej zóne sa svojím charakterom blížili už oceanickej oblasti /porovnaj schému in R.Brandner 1978/. Nedostatočne vyriešená stratigrafia meliatskej skupiny, ako i veľmi skromné

poznanie jej lithostratigrafickej náplne nám znemožňujú podrobnejšiu palinspasticú rekonštrukciu.

Rádiolarity ilýrsko-fasanského veku z lokality Držkovce /P.Dumitrica – J.Mello 1982/ dokazujú, že v tejto zóne prebiehala eugeosynklinálna sedimentácia už v strednom triase. Sedimentáciu rádiolaritov doprevádzalo usadzovanie pelagických rohovcových vápencov, tmavých bridľí s hojnými telesami olistolitov a silná podmorská vulkanická aktivity.

O tom aké podmienky panovali v meliatskom sedimentačnom priestore počas jury nemáme dosiaľ žiadne údaje. Podľa J.Mellu a P.Reichwaldera /v tlači/ môžeme predpokladať, že v období najvyššej jury a spodnej kriedy pravdepodobne začalo dochádzať k prvým prejavom a k stupňovaniu orogénnej aktivity. Vysokotlakový charakter metamorfózy časti súvrství meliatskej skupiny poukazuje s najväčšou pravdepodobnosťou na existenciu subdukčnej zóny, lokalizovanej pravdepodobne na styku dvoch odlišných blokov – gemerského a južnejšieho.

SILICIKUM

Silický príkrov a šupina Slovenskej skaly

V silickej sedimentačnej zóne prebiehala sedimentácia v triase v podmienkach stabilného a čiastočne i nestabilného šelfu. V spodnom triase bola sedimentácia ťlovito-piesčitá, s vložkami karbonátov a slienov, od anisu karbonátová. V strednom anise sa sedimentačný priestor rozčlenil a niektoré jeho časti sa prehĺbili /reiflinské a schreyerálske vápence/. Do tohto obdobia spadajú aj prvé prejavy bázickej vulkanickej činnosti /nález Daonella indica v bezprostrednom podloží tufov pri Silickej Brezovej indikuje jej ladinský vek; M.Kochanová 1979/. Vulkanická činnosť sa prejavila iba výskytom tenkých polôh tufov a tufitov, čo svedčí o tom, že silická sedimentačná oblasť bola od pôvodných vulkanických centier vzdialenejšia. Charakteristické pre túto oblasť sú masy plytkomorských plăšinových vápencov a dolomitov v spodnom anise. Kontinuita tejto karbonátovej plăšiny bola narušená v pelsóne, keď došlo k vývoju zón s pelagickou sedimentáciou, ktoré pretrvávali až do rétu. Celá sedimentačná oblasť sa v tomto období nachádzala v podmienkach nestabilného šelfu.

Tektonické pohyby, ktoré možno pripísat starokimerskej fáze, definitívne ukončili rifovú sedimentáciu; v sedimentačnom priestore nastúpili

podmienky otvoreného mora až oceánu. Kedže jurské sedimenty sú známe iba z niekoľkých odkryvov, nie je možné podrobnejšie rekonštruovať paleogeografický obraz. Hierlatzské a adnetské vápence, allgäuské vrstvy a rádiolarity svedčia o postupnom prehlbovaní sedimentačného priestoru, ktoré dosiahlo maximum pravdepodobne v dogeri. Po tomto období došlo opäť ku splytčeniu silického sedimentačného priestoru; svedčia o tom valúny malmských riasových vápencov v neogénnych zlepencoch /M.Mišák 1966, M.Mišák–M.Sýkora 1980/ a nálezy spodnokriedových riasových vápencov /J.Bystrický 1978/.

Pokiaľ ide o vzájomný vzťah severogemeridnej a silickej sedimentačnej zóny, v čase zostavovania geologickej mapy prevládal názor, že silická zóna ležala severnejšie než severogemeridná /odvodzovanie silického príkrovu z gemerskej jazvy – D.Andrusov 1975/. Vzhľadom na skutočnosť, že tento problém nie je dopasiaľ jednoznačne doriešený, je na mape i v legende silicikum chápane ako samostatná príkrovová jednotka, ktorej vzťah k pôvodným sedimentačným priestorom nie je objasnený. V diskusii k tomuto problému uvádza J.Mello a P.Reichwalder /1982 v tlači/, že silický príkrov je gravitačný a bol sklznutý z centrálnej časti gemenika.

POKRYVNÉ ÚTVARY

Vrchná krieda

Obdobie poorogénneho vývoja východnej časti Slovenského rudohoria začalo už vrchnou kriedou. Známe sú sedimenty morské /Dobšinská ťado-vá jaskyňa – R.Kettner 1951, V.Scheibnerová 1960; lokalita Miglinc – – J.Mello–J.Salaj 1982/ i kontinentálne /lok. Gombasek – J.Mello – – P.Snopková 1973/. Ich výskyty sú však mimo predkladanej mapy.

Terciér

Centrálnokarpatský paleogén

Paleogénna transgresia začína na zobrazenom území v strednom a vrchnom eocéne. Najjužnejšie zvyšky bazálnej litofácie sa nachádzajú seve-

rovýchodne od Nálepkova. Bazálna litofácia je v hrubozrnnom, blokovom a zlepencovom vývoji len s podradným zastúpením pieskovcov. Podľa O. Fusána /1954/ obsahuje materiál z paleozoika ľemerného. Smerom do nadložia bazálna litofácia sa náhle mení na pieskovcovo-šlovčové súvrstvie.

Neogén

V neogéne bola podstatná časť územia trvale súšou a dodávala klasický materiál do okolitých sedimentačných bazénov. Na mape sú zobrazené len výbežky neogénnych sedimentov lučensko-košickej zníženiny.

V bádene prevládala jazerno-riečna sedimentácia, ktorá postupne v sarmate prechádzala do bazénového brackického sedimentačného prostredia. Počas sarmatu došlo k vulkanickej činnosti. Na východe územia sú zachované ryolitové tufy /západne od Košíc/ a na západe územia pyroklastické andezitové prúdy a epiklastické brekcie /oblasť Ratkovská Zdynava, Ratkovská Suchá/. V panóne došlo opäť k sedimentácii jazerno-riečnej.

Kvartér

V kvartéri v dôsledku intenzívneho, avšak nerovnomerného zdvihu oblasti Slovenského rudohoria, doprevádzaného striedaním glaciálnych a interglaciálnych podmienok, sa cyklicky opakujú fázy intenzívnej akumulácie štrkového a piesčitého materiálu a obdobia erózie – prehlbovania dolín. V konečnom dôsledku /pod poriečnou rovňou/ v dolinách Hornádu, Slanej, Štítnika, Muráňa, Bodvy a ich väčších prítokoch bol sformovaný systém terás a terasových kužeľov. Na vyzdvihnutých medziriečiach, pri značných deniveláciach reliéfu, prevládali procesy periglaciálnej modelácie, najmä intenzívne mrazové zvetrávanie a soliflukcia. V oblasti vývoja krasovateľných vápencov, v tesnej nadväznosti s vývojom dolín, nastalo formovanie povrchových a podzemných krasových fenoménov. Celkovo v skúmanej oblasti prevládala erózia nad kvartérnou akumuláciou.

Na základe zachovaných akumulácií a eróznych úrovní môžeme v oblasti Slovenského rudohoria vyčleniť niekoľko čiastkových etáp kvartérneho vývoja.

Obdobie najstaršieho pleistocénu /eopleistocénu/ bolo charakterizo-

vané fluviálnej štrkovou akumuláciou a formovaním najstarších pleistocénnych terás a eróznych úrovni /donau, günz/, ktoré v súčasnosti sporadicky vystupujú v relatívnych výškach 130–160 a 90–110 m.

Na rozhraní eopleistocénu a starého pleistocénu /mindel/ dochádza k najvýraznejšiemu prehĺbeniu riek Hornádu, Slanej, Rimavy a ich prítokov /30–40 m/, k intenzívnej destrukcii pliocenných a eopleistocenných akumulácií a napokon k sedimentácii fluviálnych a proluviálnych štrkov rozsiahlej mindelskej terasy a terasovaných kužeľov v relatívnych výškach 60–65 m /35–40 m/.

V strednom pleistocéne /ris/ došlo k ďalšiemu etapovitému prehĺbeniu riečnych korýt a značnému zúženiu laterálnej erózie, sústavnému zatlačovaniu korýt hlavných tokov /Slanej, Murána/ bočnými prítokmi, pri nášajúcimi značné množstvá splavovaného materiálu; tým sa zvýraznila asymetria hlavných dolín. V strednom pleistocéne boli doliny dvakrát zaplnené fluviálnym a proluviálnym materiálom v dvoch úrovnach, ktoré vystupujú v relatívnych výškach 20–24 m /30–39 m/ a 14–18 m nad riečnou nivou tokov.

V mladom pleistocéne /würm/ sa ďalej etapovite prehľbovali korytá riek a nastala akumulácia piesčitých štrkov nízkej /staršej würmskej/ terasy a dnová akumulácia piesčitých štrkov nív a rozsiahlych pokryvov sprašových hlín. V Rožňavskej kotline a v doline Murána v dôsledku pomere slabšieho zdvihu, resp. poklesu častí dolín, sa superpozične ukladali proluviálne štrky mladého pleistocénu na fluviálnych sedimentoch mladšej riskej terasy, zároveň nastala rozsiahla eolická činnosť a soliflukcia – formovali sa pláste deluviálnych sedimentov.

V holocéne je dnová akumulácia poriečnych nív tokov prekrývaná piesčitou a hlinito-ílovitou /kalovou/ sedimentáciou i hlinitým a hlinito-štrkovým materiálom najmladších náplavových kužeľov.

STRATIGRAFIA, LITOLÓGIA, MINERALÓGIA, GEOCHÉMIA

VEPORIKUM

Na zostavenej mape je veporikum kartograficky vyjadrené v Revúckej vrchovine na Z, JZ a J od Dobšinej až do doliny Murána medzi Revúcou a Jelšavou a ďalej na JZ až do oblasti Sirku a Burdy. K vepríku bola priradená i južná časť Braniska /Sľubica/ a Čiernej hore.

Veporikum v Revúckej vrchovine, v oblasti tektonického styku s gemeníkom /príkrovový charakter násunu gemenika/, je budované starším paleozoíkom, mladším paleozoíkom a mezozoíkom. Staršie paleozoikum podľa A.Klinca /1966, 1971, 1976/ je reprezentované dvoma komplexmi hornín, ktoré sú v tektonickom styku. Spodný – hronský komplex /na mape zastúpený len v Sľubici a Čiernej hore/ predstavujú rôzne typy kryštaličkých bridlíc a metamorfovaných vulkanitov. Vrchný kráľovohorský komplex po- zostáva prevažne z granitoidov a ortorúl.

Pôvodne vymedzená staropaleozoická séria Hladomornej doliny /A.Klinec a kol. 1962/ sa na geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť – rozsahom v podstate stotožňuje so slatinským súvrstvom /A.Vozárová – J.Vozár 1982/. V tomto novom poňatí sú do komplexu Hladomornej doliny zaradené len šedé kryštaličné bridlice s kordieritom a kordieritické ruly, ktoré vystupujú v podloží slatinského súvrstvia a boli osobitne vymedzené hlavne v oblasti medzi dolinou Murána a dolinou Štítnika na J a JV od Slavošoviec. Stratigrafické zaradenie takto vymedzeného komplexu podľa údajov P.Snopkovej /1962 in A.Klinec et al. 1962, 1963/ a E.Planderovej /1981 in A.Klinec – E.Planderová 1981/ je staropaleozoické – spodný devón.

Mladšie paleozoikum vepríka v oblasti Revúckej vrchoviny je zastúpené revúckou skupinou zloženou z dvoch súvrství /slatinského, rimavského/.

Pozične i stratigraficky je vyššia skupina federátska, ktorej rozšírenie sa stotožňuje s „Foederata sériou“ ako ju vymedzil P.Rozlozsnik /1935/ a neskôr redefinoval R.Schönenberg /1948/ ako obalové mezozoikum

veporského kryštaliniaka. Maximálne teritoriálne i stratigrafické rozšírenie federátskej skupiny je v Dobšinskom potoku, fragmentálne až po Rejdovú. V ostatnom území vystupujú v malých výskytoch hlavne jej spodné členy /triasové kremence, zriedka i karbonáty/.

V južnej časti Braniska /Sľubica/ a v Čiernej hore vymedzil ružínsku sériu M.Mahel' /in M.Mahel' a kol. 1967/. Jej pôvodný rozsah bol redefinovaný a sú do nej včlenené i mladopaleozoické klastické sedimenty. Bazálnu časť tvoria súvrstvia mladšieho paleozoika /perm – vrchný karbón ?/, v nadloží ktorých vystupuje mezozoikum /spodný trias až doger?/.

Osobitným členom sú alpínske /kriedové/ leukokrátne žuly so sprievodným rojom žíl aplitických žúl aplitov a žíl kremeňa. Sú rozšrené hlavne v oblasti Revúca – Rochovce – Chyžné a na Z a JZ od doliny Muráň vystupujú súvislým pruhom medzi kráľovohoľským komplexom /s ktorým sú v tektonickom styku – zlom smeru SV – JZ s úklonom k JV/ a slatinským súvrstvím. Hlavné teleso i sprievodné žily sledujú alpínske štruktúry smeru SV – JZ s úklonom na JV, t.j. zhodne s Šubenícko-margecianskou líniami. Žuly vyplnili tieto štruktúry a prenikli do slatinského súvrstvia, kde spôsobili výraznú kontaktnú metamorfózu.

Veporikum je na mape budované:

- a/ staropaleozoickým kryštalinikom, ktoré reprezentuje:
 - hronský komplex
 - kráľovohoľský komplex
 - komplex Hladomornej doliny
- b/ jednotkami v autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozícii:
 - revúcka skupina s dvoma litostatigrafickými jednotkami /slatinské a rimavské súvrstvie/
 - federátska skupina
 - ružínská skupina
- c/ intruzívnym telesom leukokrátnej žuly kriedového veku.

Hronský komplex

Na predloženej geologickej mape vystupuje hronský komplex iba v pásme Čiernej hory a v južnej časti Braniska /Sľubice/. Predgranitoidné metamorfity boli paraleлизované s hronským komplexom na základe litologických a metamorfických vzťahov /S.Jacko 1978/. Metamorfity sú zastúpené amfibolitmi, svormi a svarovými fyllitmi.

241 Svorové fylity

Horniny hnedej až šedozelenej farby, pásikavých a lenticulárnych textúr. Z minerálnej asociácie je prítomný albit-oligoklas, tlakovo deformovaný s inkúziami kremeňa, veľkosti do 0,8 cm. Biotit je usporiadaný do zvlnených, prerušovaných pruhov, silne chloritizovaný. Akcesoricky sa pridružuje hematit, zirkón, apatit. Zo štruktúr prevláda lepidoblastická a lepidogranoblastická. Horniny sú späťe pozvoľnými prechodmi s kremenými svormi.

240 Kremenné svory

Sú pomerne slabo zastúpené, vystupujú v niekoľkých pruhoch uprostred svorových fylitov a svorov. Vymedzené telesá kremenných svorov dosahujú max. šírku 40 m; ich väčšie rozšírenie je len na východ od Štefanskej Huť. Charakterizuje ich výrazné usmernenie; plochy bridličnatosti majú mierne deformované. Farba je šedá. Časté sú preníky kremenných žíl malých rozmerov. Zloženie: kremeň, muskovit, biotit, zo sekundárnych minerálov sericit, chlorit, zo sprievodných minerálov zirkón a turmalín. Nepriesvitné minerály: magnetit, spekularit, limonit.

239 Amfibolity

Tvoria polohy hrubé najviac 20 m. Sú uložené konkordantne s okolitými metasedimentmi; reprezentujú ich fácie s granátom, biotitom i fácie bez granátu. Sú tmavo zelené a majú paralelnú textúru. Amfibol je chloritizovaný a premenený na aktinolit. Plagioklasy zastupuje albit-oligoklas, ktorý obsahuje inkúzie amfibolu, kalcitu, epidotu. Prítomný granát je prevažne intenzívne mechanicky drvený. U biotitických amfibolitov vystupuje chloritizovaný biotit v prerušovaných, šmuhovitých pruhoch. Štruktúra amfibolitov je blastoporfyroblastická až fibrogranoblastická.

Kráľovohoľský komplex

Vystupuje vo veporiku v západnej a v severovýchodnej časti územia zostavenej mapy. Kráľovohoľský komplex bol definovaný a vymedzený A.Klincom /1966, 1971, 1976/ ako súbor granitoidných hornín staropaleozoického veku. Príkrovový charakter stavby kráľovohoľského komplexu vyplýva z jeho pozicie na hronskom komplexe /A.Klinec, I.c./. V pásme

Čiernej hory je s kráľovohoľským komplexom parallelizovaný granitoidný komplex Bujanovej /S.Jacko 1978/.

238 Hrubozrnné migmatity, ortoruly a granity

Sú v západnej časti územia zostavenej mapy. Budujú východnú časť kryštalínika vepríka v Stoličkých vrchoch a Revúckej vrchovine. Je to súbor hornín granitoidného zloženia. A.Klinec /1966/ ho vymedzil ako kráľovohoľský komplex. Tento komplex pozostáva z viacerých typov migmatítov, podľa M.Chovana /M.Chovan-M.Petro 1972/ sú to nebulity, stromatitické migmatity, migmatity s ptygmatitickými žilkami. Ďalej sem patrí porfyroblastický granit až granodiorit /S.Vrána in A.Klinec a kol. 1962, A.Klinec 1966/. Zaradujeme sem aj hrubozrnné ortoruly. Celý súbor hornín patriaci kráľovohoľskému komplexu je podľa citovaných prác staropaleozoického veku.

237 Zbridličnaté granitoidy

Vymedzil ich S.Jacko /1978/ v z. a jz. časti pohoria Čierna hora. Významný súvislý pruh vystupuje medzi Margecanmi a Hoľou /k. 618/. Petrograficky ide o výrazne usmernené autometamorfované granity, prevažne strednozrnité, šedej farby, lokálne so svetlými šmuhami aplitovo-pegmatitických granitov. V celej oblasti Čiernej hory bola v granitoidoch opísaná polyfázová metamorfóza a vymedzené pruhy s intenzívou mylonitizáciou /J.Šalát 1954, S.Jacko 1978/.

Komplex Hladomornej doliny

V novom poňatí geologickej stavby územia Revúckej vrchoviny sa na predloženej mape vymedzuje komplex Hladomornej doliny ako súbor staropaleozoických /spodnodevónskych/ kryštalických bridísc, ktoré vystupujú v podloží vrchnopaleozoickej revúckej skupiny. Komplex Hladomornej doliny bol na mape kartograficky vymedzený v niekoľkých výskytoch medzi dolinami Muráňa a Štítnika. Štruktúrny vrt KV-3 /A.Klinec a kol. 1979, Rochovce/ potvrdil veľmi zložitú stavbu tejto časti územia. Plocho uložené šupinovité štruktúry sú zvrásnené a nevylučujú v podloží revúckej skupiny komplex Hladomornej doliny, ktorý je zložený z rôznych typov rúl a amfibolitov, avšak na povrchu sú vymedzené len bridlice s kordieritom a kordieritické ruly.

236 Šedé kryštalické bridlice s kordieritom, kordieritické ruly

Sú to horniny nevýrazne až slabobridličnaté, farby meniaci sa zo šedej až po čiernošedú. Väčšinou sú strednozrnnité, lokálne s veľkými modrými kordieritmi /max. 10–15 mm/. Okrem kordieritu bol zistený granát, biotit, plagioklas, kremeň, miestami aj andaluzit. Vznik tejto asociácie sa vysvetluje výrazným prejavom kontaktnej metamorfózy spôsobenej granitovou intrúziou. Z relatívne menej metamorfne postihnutých partií boli získané spodnodevónske spôromorfy /konfr. profil vrtu KV-3, A.Klinec a kol. 1979/.

Revúcka skupina

Revúcku skupinu ako súčasť vaporíka vymedzila v oblasti Revúckej vrchoviny A.Vozárová a J.Vozár /1982/: Je to súbor terigénnych sedimentov so sporadickým zastúpením vulkanogénnych hornín. V rámci tejto skupiny boli charakterizované dve súvrstvia – slatvinské a rimavské. Šírka revúckej skupiny dosahuje najviac 6 km /v oblasti Slavašovce – Rochovce/, inak v priemere 2–3 km. Hrúbka horninového súboru skupiny, predpokladaná na základe dnešných výskytov, je najviac 1000–1600 m.

Slatvinské súvrstvie

Karbón

Buduje spodnú časť revúckej skupiny. Možno ho sledovať na zostavenej mape od záveru Dobšínského potoka po Rochovce, Jelšavu, až do oblasti Burdy – Krokavy a mimo územia mapy smerom do doliny Rimavy, k Poltáru a ďalej na JZ. Podrobnejšia charakteristika slatvinského súvrstvia, ako novej litostatigraphickej jednotky, je v práci autorov A.Vozárová – J.Vozár /1982/. Najúplnejší sled súvrstvia je v oblasti k. Slatviná /na J od Krokavy a na S od Burdy/, kde bol opísaný aj typový profil. Hrúbka súvrstvia dosahuje v priemere 700–800 m. Je väčšinou monoklinálne uložené so sklonom max. 45° na JV až na V. Hranica s podložím je zastretá jazykovitým prenikom alpínskej žuly, len v oblasti na S od Jelšavy bol v podloží slatvinského súvrstvia vymedzený horninový komplex Hladomornej doliny. Nadložím slatvinského súvrstvia je rimavské súvrst-

KARBÓN (stefan C - D)	REVÚCKA	SKUPINA	PERM	
		rimavské súvrstvie		<p>arkózové a živcové metadroby s vložkami fylitických bridlíc výrazne tlakove deformované</p> <p>metaryolitové tufy podradne metaryolity</p> <p>metamorfované piesčité zlepence</p> <p>arkózové a živcové metadroby so slabými prejavmi kontaktnej premeny</p>
		slatinské súvrstvie		<p>II. megacyklus:</p> <p>cyklické striedanie metamorfovaných pieskovcov a bridlíc; šošovky grafitických bridlíc a metavulkanoklastík dacit – andezitového až bazaltového charakteru; ojedinele výlevné telesá; slabnúce prejavy kontaktnej premeny</p> <p>grafitické fyllity a fylitické bridlice; horizont metamorfovaných pieskovcov</p> <p>I. megacyklus:</p> <p>striedanie metamorfovaných pieskovcov, fyllitických bridlic; zachovaná pôvodná cyklická stavba; výrazné prejavy kontaktnej premeny; žily aplitických žul a hydrotermálneho kremeňa</p> <p>meta-vulkanoklastiká andezit-bazaltového charakteru; metamorfované pieskovce so znakmi výraznej kontaktnej premeny;</p> <p>intrúzia alpínskej žuly; výrazná kontaktná premena</p>

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

vie. Ich vzájomná hranica sa vo viacerých profilocho prejavuje ako povoľná, miestami výraznejšie tektonizovaná.

Charakteristickým litologickým znakom slatinského súvrstvia je dobre vyvinutá cykličnosť. V rámci súboru sedimentov boli zistené cykly rádove do 10 m a tiež veľké cykly, rádove nad 100 m. V cykloch sa striedajú metamorfované stredno- a drobnozrnné pieskovce, piesčité fylitické bridlice, fylitické bridlice, miestami grafitické bridlice. V cykloch rádove nižších je najčastejšie usporiadanie litologických členov normálne – postupne sa zjemňujú smerom do vrchných častí. Zistené boli však i cykly inverzné. Megacykly majú usporiadanie inverzné – zrno hrubne smerom do vrchných častí. V dôsledku alpínskej regionálnej metamorfózy sú sedimenty postihnuté premenou, ktorá zodpovedá spodnej časti fácie zelených bridlíc. Makrotextúra sedimentárneho komplexu však zostala zachovaná. Štruktúra sedimentov je komplikovaná mladšou asociáciou minerálov, ktorá vznikla v dôsledku kontaktných účinkov dvojsluďného granitu alpínskeho veku.

Slatinské súvrstvie zaradila E. Planderová a A. Vozárová /1978/ na základe lithostratigrafického výskumu a nálezu spór ku vrchnému karbónu – s rozptíím spoločenstva spóromorf stefan C-D až autun.

235 Jemnozrnné až strednozrnné metamorfované pieskovce s polohami tmavosedých fylitických bridlíc

Sú to horniny šedej, šedozielenej a hrdzavosedej farby, miestami pri bohatšom zastúpení bituminóznej zložky sú až čiernošedé. Metamorfované pieskovce sú jemno- až strednozrnné, majú výrazne bridličnatú textúru. Pozdĺž plôch bridličnatosti sú časté nástreky aplitických a kremenných žiliek, hlavne v blízkosti styku s kriedovými žulami. Štruktúra týchto hornín je blastopsamitová, miestami nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická. Relikty pôvodnej sedimentárnej textúry sú výrazné, s výnimkou intenzívnejšie metamorfovaných sedimentov.

Hlavnou stavebnou zložkou pôvodných pieskovcov bol kremeň /tvorí 80–90 % piesčitých zŕn/. Vedľajšou zložkou sú živce, albiticky lamelo-

Obr. 1 Litostratigrafická schéma revúckej skupiny /zostavili: A. Vozárová – J. Vozár/ 1 – metamorfovaný zlepeneč, piesčitý zlepeneč, 2 – metamorfované arkózové a živcové droby, 3 – metamorfované piesčité bridlice, 4 – metaryolity; metaryolitové tufy, 5 – metamorfované pieskovce, 6 – striedanie metamorfovaných pieskovcov a bridlíc a/ metapieskovce a bridlice v rovnováhe, b/ metapieskovce v prevahе, 7 – grafitické bridlice, fyllity, 8 – metavulkanity, 9 – kontakt alpínskej žuly, 10 – žily aplítov

vané plagioklasy a draselné živce. Posledné sú obvykle sericitizované, tiež albitizované. Kataklastická deformácia živcov je výrazná, často sú dorastené novotvoreným albitom. V akcesorickom množstve boli zistené deformované kryštały úplne rozloženého biotitu. Pôvodná základná hmota pieskovcov je metamorfne rekryštalizovaná, nerovnomerne zrnitá, zložená z kremeňa, sericitu, chloritu. Sprievodné minerály: zirkón, turmalín, titanit.

V predmetamorfnom štádiu zodpovedali opísané horniny kremenným drobám, veľmi vzácne až arkózovým drobám. Počas alpínskej regionálnej metamorfózy vznikla v týchto sedimentoch asociácia nízkometamorfínnych minerálov – kremeň – sericit – chlorit + rutil. Táto minerálna asociácia zodpovedá fáciu zelených bridlíc typu Barrow, subfáciu kremennoo-albitovo-muskovítovo-chloritovej. Kontaktná termická metamorfóza /v mape vyjadrená šrafou/ je rozšírená regionálne a čo do intenzity v dvoch stupňoch:

1. kremeň – chlorit – muskovit – biotit – epidot – zoizit + albit, apatit + sulfidy,
2. biotit – granát /almadín/ – draselný živec – zoizit – vzácne amfibol.

234 Grafitické, fylitické bridlice a fyllity

Tvoria samostatné polohy /hrubé 5–20 m/ i tenké vložky /pod 5 m/ vo vyššie opísanom cyklicky zvrstvenom komplexe metamorfovaných pieskovcov a fylitických bridlíc. Grafitické fylitické bridlice a fyllity sú šedočierne až čierne. Zväčša dobre vyvinuté foliačné plochy sú hladké a lesklé. Štruktúra týchto hornín je lepidogramoblastická, so zachovanými reliktmi klastických zrín prachovej, príp. drobnopiesčitej veľkosti. Klastickú hrubožrnnejšiu zložku tvoria kataklasticky deformované zrná kremeňa, podradne relikty albiticky lamelovaných plagioklasov /bázicity An₀₉₋₁₄/ a pérstitického draselného živca. Ostatná časť štruktúry je zložená z lineárne usmerneného agregátu nízkometamorfínnych minerálov – kremeňa, sericitu, chloritu, rutulu, len v reliktoch zachovaného grafitu. Vzácne boli zistené xenoblasty albitov, s množstvom uzavrenín sericitu, grafitu.

233 Metamorfované jemnozrnné pieskovce cyklicky striedané fylitickými bridlicami

Farba sedimentov je šedá, šedozielena, tmavošedá. Ich charakteristickým litologickým znakom je výrazná cykličnosť. V cykloch sa gradačne striedajú jemnozrnné pieskovce s bridlicami. Hoci štruktúra sedimentov bo-

ta zmenená vplyvom alpínskych tektonometamorfín pochodov, makrotextúra celého sedimentárneho komplexu zostala dobre zachovaná. Sled jednotlivých cyklov je normálny, lokálne tiež inverzný.

Textúra metamorfovaných pieskovcov je usmernená, v blízkosti styku s kriedovou žulou často pásikavá. Štruktúra pieskovcov je reliktné blasto-psamitová, tiež nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická. Relikty klastických zrín piesčitej veľkosti sú tvorené hlavne kremeňom. Vedľajšou zložkou sú silne deštruané relikty klastických živcov – plagioklasov i draselných živcov – ktoré sú miestami parallelne s plochami foliácie dorastené novotvoreným albitem.

Základná hmota je metamorfne rekryštalizovaná, zložená z mikrokryštaličného, výrazne lineárne usmerneného agregátu kremeňa, sericitu, chloritu, rutilu.

Fylitické bridlice obsahujú v nízkom percentuálnom zastúpení relikty deformovaných klastických zrín kremeňa. Ostatná časť štruktúry týchto hornín je zložená z mikrolepidogranoblastického agregátu kremeňa, sericitu, chloritu, rutilu, v menšom množstve grafitu. Lokálne došlo k vývoju drobných xenomorfín zrín albitu, s množstvom drobných uzavrenín grafitu.

232 Metadacity, metadacitové tufy a tufity

V slatinskem súvrství sú tieto horniny nepravidelne rozmiestnené v jeho strednej a bazálnej časti. Sú to malé efuzívne telesá, príp. len tenké polohy vulkanoklastických hornín. V mape boli vyznačené iba väčšie telesá, ktoré dosahujú šírku najviac 10 m a dĺžku do 500–600 m. Bežné sú však výskyty menších rozmerov /šírka 2–6 m/, ktoré neboli v mape osobitne vymedzené. Bohatšie na tieto vulkanické horniny je slatinské súvrstvie na Z a JZ od doliny Murána.

Metadacity a metadacitové tufy a tufity sú masívne, drobnozrnité, obvykle šedej, šedozelenej farby. Textúra je metamorfne usmernená. Foliačné plochy sú rovné, prípadne mierne zvlnené. Metadacity majú blastofirokryštaličkú, prípadne blastodroboporfyrickú štruktúru. Zloženie – kremeň, albít, podradne draselný živec, rekryštalizované sklo. Sú chloritizované, sericitizované. Metadacitové tufy a tufity majú rekryštalizovanú vitroklastickú základnú hmotu s kryštaloklastmi kremeňa, plagioklasu, vzácne biotitu.

Rudné minerály: sulfidy.

Sprievodné minerály: turmalín, zirkón.

231 Metabazalty, metabazaltové tufy a tufity, striedané s fylitickými bridlícami

Vystupujú vo forme drobných telies šošovkovitého obmedzenia v oblasti na Z a SZ od Rochoviec, lokálne v oblasti Rejdovej a hlavne medzi Rejdovou a Dobinským potokom. Je to súbor bázických premenených vulkanických hornín povahy amfibolických bazaltov s vložkami premenených vulkanoklastík, príp. sedimentov s vulkanoklastickým materiálom. Celý súbor je regionálne metamorfovaný do fácie zelených bridlíc.

Metabazalty, ich vulkanoklastiká a sprievodné sedimenty sú zelenej farby. Efuzívne horniny majú v reliktoch zachovanú diabázovú štruktúru s amfibolom a plagioklasom. V celku tieto horniny vrátane sedimentov sú zmenené za vzniku minerálnej asociácie chlorit – aktinolit – epidot.

Rimavské súvrstvie

Perm

Buduje vrchnú časť revúckej skupiny. Možno ho sledovať na zostavenej mape od záveru Dobinského potoka po Rimavskú Baňu, odkiaľ pokračuje mimo sledovanú oblasť smerom na JZ až po Lovinobaňu. Šírka rimavského súvrstvia dosahuje v priemere 1200–1500, najmenej 400 m. Hrúbka súvrstvia je v priemere 600–800 m. Typový profil rimavského súvrstvia vystupuje v doline rieky Rimava a je odokrytý v zárezoch štátnej cesty Hnúšťa – Rimavská Sobota, pri obciach Rimavské Brezovo – Rimavská Baňa. Podrobnejšia charakteristika typového profilu a súvrstvia je v práci A.Vozárovej – J.Vozára /1982/.

Podložím rimavského súvrstvia je slatinské súvrstvie. Nadložím sú spodné členy federátskej skupiny. Hranica s podložím je litologicky pozvoľná, miestami tektonicky zvýraznená. Hranica s nadložím je litologickej ostrá v dôsledku transgresívneho charakteru kremencov federátskej skupiny, avšak väčšinou je styk aj tektonicky zvýraznený.

Sedimenty rimavského súvrstvia nejava znaky cyklickej sedimentácie. Sú zväčša hrubozrnné. Jemnozrnnnejšie sedimentárne členy tvoria polohy nerovnomernej hrúbky, ktorá sa často rýchlo smerne vytrácajú. Neobsahujú organickú prímes. Vo vnútri hrubozrnných pieskovcov sú nepravidelne rozmiestnené šošovkovité telesá zlepencov. Celý komplex rimavského súvrstvia je silne tlakovo deformovaný a metamorfne rekryštalizovaný pozdĺž línii tektonického styku gemenika a vaporika.

230 Metamorfované pieskovce s polohami fylitických bridlíc

Farba sedimentov je šedá, šedozielá, hrdzavošedá, béžová. Sedimenty sú charakteristické dobre vyvinutými plochami foliácie. Intenzita mylonitizácie sa zvyšuje smerom k priebehu Šubenícko-margecianskej línie. V týchto miestach dochádza i z pôvodne piesčitých sedimentov ku vzniku sericitických bridlíc až lísťkovej textúry.

Štruktúra pieskovcov je blastopsamitová, kataklastická, mylonitizovaná, nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická. Piesčitá frakcia je obvykle silne kataklasticky deformovaná, je zložená z kremeňa, plagioklasu /bázicita An₉₉₋₁₄-oligoklas/, z draselného živca – ortoklasu, vzácné z mikroklinu a mikropertitu. Živce tvoria 15 až 25 % z piesčitých zrín. V predmetamorfnom štádiu tieto pieskovce zodpovedali živcovým a arkózovým drobám. Miestami sa obsah živcového detritu znižuje /3–5 % piesčitej frakcie/. Fragmenty živcov sú dorastané novotvoreným kremeňom a albitom. Medzi klastmi rozoznať ojedinele väčšie fragmenty granitoidov jemnozrnnej aplitickej štruktúry, ktoré sú tiež silne kataklasticky deformované.

Pôvodná základná hmota je silne lineárne usmernená a metamorfne rekryštalizovaná. Vznikli nízkometamorfné minerály: kremeň, muskovit, chlorit, rutil, veľmi vzácné albit. Zistená sukcesia zodpovedá spodným časťiam metamorfnej fácie zelených bridlíc, subfácií kremeno-albitovo-muskovitovo-chloritovej. Sprievodné minerály klastického pôvodu: rutil, zirkón, vzácné titanit.

V komplexe metamorfovaných pieskovcov možno rozlísiť polohy relativne jemnozrnnejších sedimentov, ktoré v predmetamorfom štádiu zodpovedali najpravdepodobnejšie piesčitým bridliciam a piesčitým prachovcom. Pri alpínskej regionálnej metamorfóze boli zmenené na chloritovo-sericitické fylitické bridlice až chloritovo-muskovitické fylity.

Relikty klastickej štruktúry sú zachované v podobe kataklasticky deštruovaných zrín kremeňa a plagioklasu, ktoré dosahujú piesčitú veľkosť. Prevažná časť štruktúry týchto hornín je zložená z lineárne usmerneného agregátu, kremeňa, sericitu, muskovitu a chloritu. V chloritovo-muskovitických fylitoch došlo aj k vývoju xenoblastov albitu.

229 Metamorfované stredno- až hrubozrnné pieskovce s polohami zlepencov

Vystupujú v rimavskom súvrství, hlavne v západnej časti územia na Z od doliny Blhu až do doliny Rimava a fragmentárne i ďalej smerom na JZ.

V oblasti Rejdová – Hanková – Rochovce sú menšie, niektoré kartograficky ani nevymedzené polohy a vložky uprostred ostatných členov rimavského súvrstvia. V podrobnostiach možno sledovať litologické prechody do metamorfovaných pieskovcov a fylitických bridľov.

Opisované metasedimenty, stredno- až hrubozrnné pieskovce s poľhami zlepencov, sú svetlošedé, svetlošedoželené, výrazne metamorfne usmernené. Valúnový materiál drobnej /1–3 cm/ a strednej /3–7 cm/ veľkosti je v smere plôch bridličnatosti šašovkovite vylisovaný. Je zložený predovšetkým z úlomkov kremeňa a granitoidných hornín. Valúny sú usporiadane do nepravidelných polôh uprostred hrubopiesčitých sedimentov a obvykle sa smerne vytrácajú. Mineralogické zloženie metapieskovcov má podobný charakter ako u vyššie opísaného komplexu. V predmetamorfnom štádiu zodpovedali pieskovce živcovým a arkózovým drobám.

Asociácia metamorfných minerálov má taký istý charakter ako v ostatných permiských sedimentoch.

228 Metaryolity, metaryolitové tufy a tufity

Vystupujú v rimavskom súvrství len sporadicky. V mape boli vymedzené len väčšie telesá efuzívneho charakteru. Menšie efuzívne telesá, hlavne polohy metaryolitových tufov a tufitov, osobitne vymedzené neboli.

Metaryolity sú masívne, šedej, fialkastej farby. Majú blastovitrokryštalickú, blastovitroporfyrickú štruktúru, sú usmernené. Deformované porfyrické výrastlice sú tvorené kremeňom, draselným živcom, menej albitom. Prenemeny: sericitizácia, chloritizácia.

Metaryolitové tufy a tufity sú drobnozrnnité, vrstevnaté, príp. laminované. Sú zbridličnené. Farbu majú šedú, šeofialkastú. Tufy majú štruktúru blastokrystaloklastickú. Kryštaloklasty tvoria približne 20 % materiálu tufov. Prevláda kremeň, v menšom množstve je prístromný draselný živec a plagioklas. Fragmenty porfyrických výrastlíc sú kataklasticky deformované, často nesú stopy po magmatickej korózii. Kryštály draselných živcov sú úlomkovite obmedzené, albitizované. Vo väčšine prípadov možno hovoriť až o mikropertitoch. Podradne zastúpené úlomky plagioklasov sú silne sericitizované.

Litoklasty v štruktúre sú šmuhovite rozvlečené. Pôvodne reprezentovali fragmenty vulkanického skla, prípadne úlomky felzitických vulkanítov. Základná hmota tufov je usmernená, rekryštalizovaná, zložená z veľmi jemnozrnného agregátu kremeňa a sericitu.

Tufity a tufitické sedimenty sú zložené z kyslého vulkanoklastického materiálu a zo sedimentárnej zložky v rôznom percentuálnom zastúpení.

V geologickej mape sú to drobné telesá, často pre malú veľkosť v mape ako nevymedzené polohy.

V štruktúre vulkanoklastických hornín bola zistená hydrotermálna mineralizácia zloženia: Fe-karbonát, turmalín, vzácne muskovit.

Federátska skupina

Komplex metamorfovaných pieskovcov, kremencov, pelitov a karbonátov, vystupujúci v doline Dobšinského potoka až k obci Rejdová, označil P.Rozlozník /1935/ názvom „Foederata séria“.

Pri zostavovaní novej mapy Slovenského rудohoria – východná časť – sme termín Foederata séria nahradili názvom federátska skupina a zaradili do nej metamorfované pieskovce, kremence, bridlice a karbonáty stratigrafického rozpätia spodný, stredný, vrchný trias, ktoré sú súčasťou veporiaka /sensu D.Andrusov – J.Bystrický – O.Fusán 1973/ a voči svojmu podložiu vystupujú v autochtonnej, paraautochtonnej pozícii. Podložím federátskej skupiny je kryštalínikum veporiaka alebo rimavské, prípadne slatinské súvrstvie revúckej skupiny. Styk s podložím je väčšinou tektonický. V nadloží federátskej skupiny vystupuje v tektonickej pozícii gemerikum en bloc ako príkrov.

Stratigrafické zaradenie jednotlivých členov federátskej skupiny bolo určené na základe litologického členenia a korelácie s obdobnými fáciami triasu príbuzných jednotiek a na základe superpozície. Novšie nálezy konodontov vo vrchných členoch skupiny /P.Straka 1981/ oprávňujú spresniť ich stratigrafické zaradenie v rámci karnu.

227 Spodný trias: metamorfované drobno- až strednozrnné bridličnaté kremence

Sú bazálnym členom mezozoika federátskej skupiny. Majú nerovnomerné rozšírenie. Šírka ich výskytov je najviac 350 m. Tvoria pruhy generálneho smeru SV – JZ až V – Z, prevažne priečne prebiehajúce od Dobšinského potoka do svahu a hrebeňa Do skália, k.1081, ďalej smerom k Rejdovej a izolované v menších šošovkovitých telesách na JZ od Rejdovej. Časť drobných výskytov až po Rochovce nebola od sedimentov rimavského súvrstvia v mape mierky 1:50 000 vyčlenená.

Metamorfované kremence sú lavicovité, majú pleťovohnedú, béžovú, šedú, miestami šedozelenú farbu. Vrstevná bridličnosť je s hladkými

FEDERÁTSKA SKUPINA	stredný - vrchný	vrchný - sivé bunkovité vápence, rauvaky / anis /	> 100 m 160-200m 120-140m 80-120m 40-60 m 100-120m 60-90m 20-70 m 250-350m	prevážne svetlosivé, miestami tmavosivé dolomity / vrchný karn - norik ? /
				tmavosivé až čierne vápnité bridlice s vložkami čiernych bridličnatých vápencov / karn /
				sivé lavicovité rohovcové vápence, vápence s rohovcami / ladin /
				svetlé ružové a sivobiele lavicovité vápence / anis - ladin /
				tmavosivé lavicovité, miestami silne zbridličnatene vápence / anis /
				sivé bunkovité vápence, rauvaky / anis /
				sliené bridlice v bazálnej časti s vložkami sericitických bridlic
				červené sericitické bridlice s vložkami bridličnatych pieskovcov
				metamorfované drobno- až stredozrnné bridličnaté kremenné pieskovce v bazalnej časti až hrubozrnné, miestami s valúnkami kremena

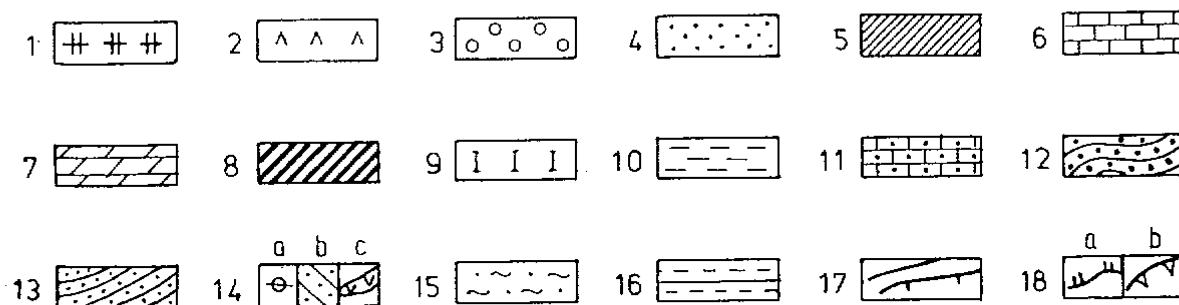
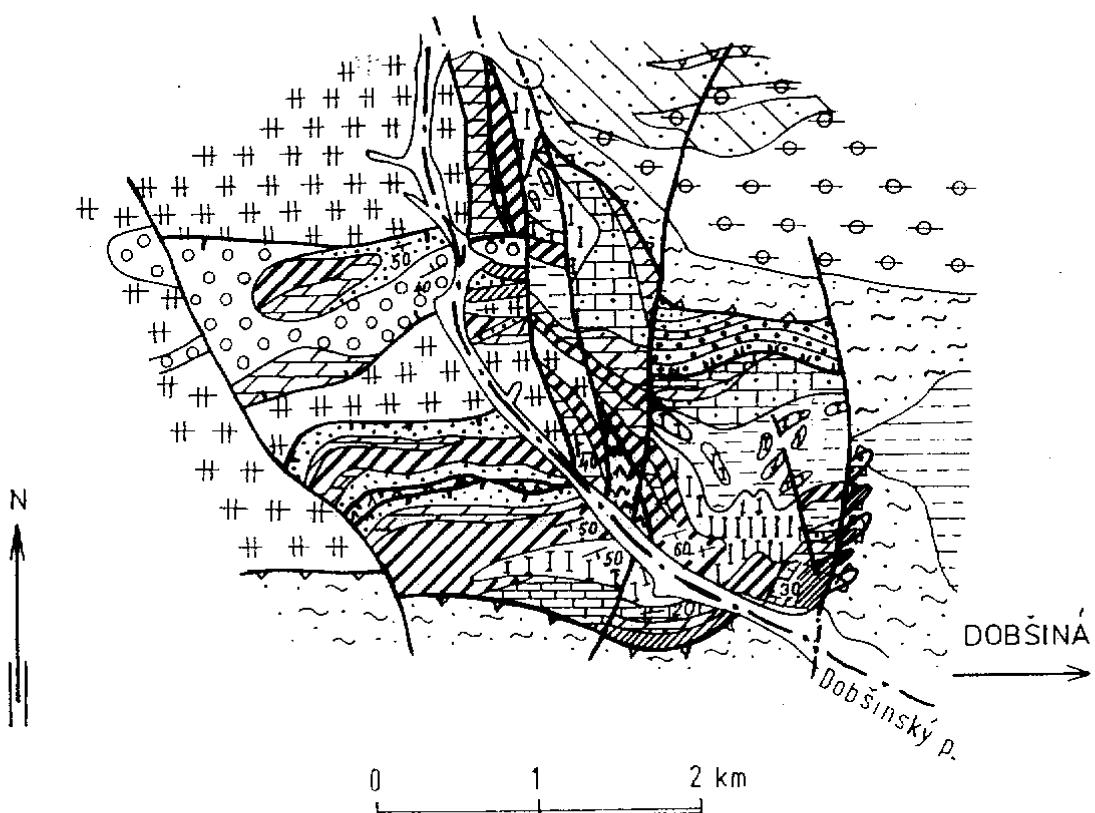
Obr. 2 Litostratigrafická schéma federátskej skupiny /zostavil J.Vozár/

Obr. 3 Náčrt geologickej situácie v oblasti k. Šajby s. od Dobšinského potoka /zostavil J. Vozár/

Veporíkum: 1 – kráľovohaľský komplex bez rozčlenenia, 2 – 3 revúcka skupina: 2 – slatinské súvrstvie – metabazalty, ich tufy a tufity striedené s fylitickými bridlicami /vrchný karbón?/, 3 – rimavské súvrstvie – metamorfované pieskovce s polohami zlepencov, miestami polohy fylitických bridlíc /perm/, 4 – 13 federátska skupina: 4 – svetlé metamorfované drobno- až stredozrnné bridličnaté kremence, kremenné pieskovce, 5 – šedé a červené metamorfované pieskovce, fylitické bridlice, miestami vložky slienitých bridlíc /4 – 5 spodný trias/, 6 – tmavosivé lavicovité zbridličnatene vápence, 7 – sivé bunkovité vápence, rauvaky, 8 – ružové a sivobiele vápence, 9 – sivé rohovcové vápence, vápence s rohovcami /6 – 9 stredný trias/, 10 – tmavosivé až čierne vápnité bridlice s vložkami čiernych lavicovitých vápencov, 11 – svetlosivé miestami tmavosivé dolomity – hlavný dolomit? /10 – 11 vrchný trias/, 12 – 13 čiastková tektonická jednotka Šajby: 12 – svetlé, drobnozrnné, zbridličnaté kremenné pieskovce, piesčité bridlice /12 – 13 spodný trias/

Gemeríkum: 14 – krompašská skupina: a/ zlepence, b/ pieskovce, bridlice, c/ efuzívna – ryolity, ich tufy, tufity /perm/, 15 – dobšinská skupina – súvrstvia bližšie nerozčlenené /vrchný karbón/, 16 – rakovecká skupina – bez rozčlenenia /devón – sp. karbón/, 17 – zlomy, zlomy s vyznačením smeru sklonu, prešmyky, 18 – a/ tektonická línia nasunutia čiastkovej jednotky Šajby, b/ lubenícko-margecianska línia

zriedka zvlnenými plochami. V kameňolome Foederata, v doline Dobšinského potoka, pozoroval výraznú lineáciu. Bazálne časti lavíc i celých vrstevných sledov sú hrubšieho zrna. Smerom do nadložia dochádza k zjemňovaniu zrna a k príbúdaniu tenkých vložiek /1–5 cm/ sericitických svetlozelenkavých fyllitov. Metamorfóza kremencov, tak ako i celej skupiny, má výrazný regionálny charakter. Dosahuje metamorfín stupeň fácie zelených bridlíc /kremeň+sericit+albit, turmalín/. Sprievodným znakom sú drobné žilky kremeňa. V tesnej blízkosti hranice s podložím sú kremence drvené – mylonitizované. Kvantitatívne zloženie kremencov



poukazuje na obsah kremeňa vyšší než 88–92 %. Len nepatrnu časťou /8–12 %/ sú zastúpené ūlové minerály premenené na sericit, chlorit. Z reliktov klastických minerálov pristupuje v podradnom množstve živec /ortoklas a albit/, akcesoricky zirkón, biotit. Minerály premeny: kremeň–chlorit–sericit ± albit. Osobitným problémom je malý výskyt svetlých lavicovitých kremenných pieskovcov vo vrcholovej časti k. Šajby. Pozícia voči podložiu /vrchnotriásové karbonáty/ sa doposiaľ javí ako tektonická /P.Straka 1981/. Príslušnosť k tektonickej jednotke /veporikum, gemenikum, hronikum/ nie je jednoznačne doriešená. Vzhľadom na malé rozmery neboli výskyt v mape osobitne vyznačený.

226 Spodný trias: červené sericitické bridlice s vložkami bridličnatých pieskovcov

Je to súbor hornín hrubý 20–40 m. Vystupuje spravidla v nadloží metamorfovaných kremencov a v podloží slienitých bridlíc.

Sericitické bridlice sú jemnobridličnaté. Na ich zložení sa podielajú predovšetkým ūlové minerály premenené na sericit, lokálne aj chlorit, čoho dôsledkom je sfarbenie fialovošedé, zelenošedé. Drobnozrnnitý klastický kremeň predstavuje 40–45 % celkovej hmoty. Živce – klastický ortoklas a albit – tvoria podradnú zložku.

Polohy, vložky pieskovcov uprostred červených sericitických bridlíc, majú povahu drobnozrnnitých arkóz so zložením: kremeň 40–45 %, živce 40 %, muskovit, biotit a novotvorený sericit, kremeň, chlorit ± albit.

Vložky pieskovcov majú v spodnej časti komplexu väčšiu hrúbku a strednozrnnitú štruktúru, často s drobnými valúnikmi kremeňa. Vo vrchnej časti poloh pieskovcov ubúda a pokiaľ sú, majú menšiu hrúbku a sú drobnozrnnité.

V celom komplexe červených sericitických bridlíc pozorovať novotvorený turmalín /alpínska turmalinizácia/.

225 Spodný trias: slienité bridlice miestami s vložkami sericitických bridlíc

Súbor slienitých, prípadne slienitých a sericitických bridlíc vystupuje vo federátskej skupine v nadloží komplexu červených sericitických bridlíc s vložkami pieskovcov, z čoho vyplýva ich zaradenie k vrchnej časti spodného triasu. Slienité, prípadne sericitické bridlice sú odokryté na Z a SZ od Vyšnej Maše pri úpätí a na vrchole svahu Šajby. Podľa A.Bieleho /1956/ smerom do nadložia slienité bridlice pozvoľne prechádzajú

do rauvakov. V súbore slienitých bridlíc vystupujú vložky sericitických bridlíc len v bazálnej časti, pri hranici s podložím. Petrografický charakter vložiek sericitických bridlíc je rovnaký ako v spodnejšom komplexe.

Slienité bridlice majú šedožltú, svetlohnedú farbu. Časté sú tenké laminy tvorené jemným agregátom grafitu a sericitu /hrúbka 3–4 mm/. Slienité bridlice majú hniezda pomerne hrubšie zrnitého rekryštalizovaného kalcitu a majú i laminy s klastickým kremeňom a živcami. Pri ich metamorfnej premene vznikol novotvorený kremeň, albit, sericit, chlorit.

224 Anis–ladin ?: vápence–rauvaky

Vystupujú buď v nadloží detritických sedimentov spodného triasu a pod vápencami stredného triasu /svah a hrebeň Do skália, k. 1081/ alebo vo svahu Šajby a na SV do Dobšinského potoka v rôznych častiach tektonicky zložitej štruktúry, najčastejšie však spolu s ostatnými vápencami stredného triasu. Podľa A.Bieleho /1956/ sú rauvaky výsledkom tektonickej premeny strednotriásových vápencov.

223 Anis: tmavosivé, lavicovité, miestami silne zbridličnatene vápence

Tmavosivé vápence lavicovité i zbridličnatene vystupujú vo federátskej skupine v nadloží rauvakov, a to na Z od Vyšnej Maše vo svahu Do skália /k. 1081/ a v hrebeni Šajby. Vo svahu Do skália sú v ich nadloží ružové a sivobiele vápence, prípadne rohovcové vápence. Z tejto pozície vyplýva zaradenie tmavosivých lavicovitých vápencov do anisu. Tieto vápence majú miestami charakter dolomitických vápencov /proces dolomitizácie/. Sú hladkými i drsnými plochami, jemnozrnnité, s častým nervovitým prenikom kalcitových žiliek. Hrúbka lavíc je 15–30 cm, ojedinele i viac. V miestach silnejšieho zbridličnatenia majú lesklé S-plochy a sú tmavošedej, sivej farby.

222 Anis – ladin: ružové a sivobiele vápence

Vystupujú v nadloží rauvakov, prípadne tmavosivých lavicovitých vápencov a v podloží rohovcových vápencových alebo tmavosivých až čiernych vápnitých bridlíc a vápencov. Ich pozícia je rovnaká po oboch stranách Dobšinského potoka /Do skália, Šajby/ a z nej vyplýva i zaradenie do stredného triasu /anis–ladin/.

Ružové a sivobiele vápence sú hrubolavicovité /až 2 m hrubé lavice/,

miestami nevýrazne bridličnaté. Plochy bridličnatosti i plochy lavíc sú hladké. Len lokálne majú žilky kalcitu nervovitú štruktúru. Základná masa vápencov je drobno- až strednokryštalická.

221 Ladin: rohovcové vápence a vápence s rohovcami

Vystupujú väčšinou nad ružovými a sivobielymi vápencami. Na základe pozície a celkového charakteru patria pravdepodobne vrchnej časti stredného triasu. Tým viac, že vystupujú v podloží tmavosivých až čiernych vápnitých bridlíc a vápencami, ktoré sú považované za karn. Prevala rohovcových vápencov a vápencov s rohovcami je v oblasti Šajby a na V od Dankovej. Farba vápencov je šedá. Vápence sú masívne, nevýrazné, až dobre lavicovité, s rohovcami, ktoré tvoria miestami zhluky pomerne svetlejšej farby. Na priečnych plochách lavíc je lom ostrý až lastúrnatý. Základná masa vápencov je drobnozrnnitá.

220 Karn: tmavosivé až čierne vápnité bridlice
s vložkami čiernych vápencov

Komplex tmavosivých až čiernych vápnitých bridlíc s vložkami čiernych vápencov, väčšinou tenkolavicovitých, vystupuje hlavne na južných svahoch vrchu Šajby a tiež v menších dvoch výskytov na SZ od neho. Tmavosivé, čierne vápnité bridlice s čiernymi vápencami vystupujú v normálnom slede v nadloží rohovcových vápencov a výskytov s rohovcami a v podloží svetlosivých dolomitov /hlavný dolomit/. Z týchto dôvodov i z dôvodov výskytu vrchnotriásových konodontov /P.Straka 1981/ možno tento súbor vápnitých bridlíc s vápencami zaradiť do karnu.

Tmavosivé až čierne bridlice majú hladké plochy bridličnatosti. Vložky čiernych vápencov sú nepravidelné a dosahujú decimetrové hrúbky. Lokálne pozorovať nahromadenie drobných rohovcov. Plochy vápencových lavíc sú nerovné. Na lomných plochách je ostrý lastúrny zlom. Vápence sú drobnozrnnité. Časté sú žilky kalcitu, ktoré priečne pretkávajú vápence i bridlice. Celý komplex bridlíc a vápencov je deformovaný. Prejavom premeny vápencov je aj slabá rekryštalizácia. U bridlíc je výrazná deformácia a hromadenie grafitu, sericitu na S-plochách.

219 Vrchný karn – norik?:
svetlosivé, miestami tmavosivé dolomity /hauptdolomity?/

Svetlosivé i tmavosivé, väčšinou masívne a zrnité až drobnozrnnité dolomity vystupujú v nadloží čiernych bridlíc a vápencov. Podľa všetkých

okolnosti je to najvrchnejší zachovaný člen federátskej skupiny; pozíciou i charakterom /hlavný dolomit?/ by zodpovedal vrchnému karnu až noriku? Rozšírený je v oblasti vrcholových častí vrchu Šajby. Jeho hranica s čiernymi bridlicami nie je ostrá, ale pozvoľná, a to postupnou faciálnou zmenou pozorovanou v priebehu 10–15 m /R.Schönenberg 1948, A.Biely 1956/.

Masívny dolomit, miestami drvený, je len celkom lokálne pretkaný žilkami kalcitu.

Ružínska skupina

Mezozoikum, ktoré sa podieľa na stavbe Čiernej hory a Braniska sa delí na tri skupiny: ružínsku, hrabkovskú a lipovskú /M.Mahel in M.Mahel a kol. 1967/. Z nich na geologickej mape vystupuje iba najjužnejšia, ružínska skupina. Zložitá stavba v zóne styku gemerika a vepríka, štýl šupinovitej stavby a premena hornín sťažujú koreláciu s inými pohoriami. Ružínska skupina má niektoré znaky blízke struženickej jednotke /in M.Mahel a kol. 1967/.

Z hľadiska štruktúrneho je ružínska skupina súčasťou hornádskeho synklinória. V jeho okrajovej južnej časti vystupujú i fragmenty permanskeho súvrstvia v zložitých tektonických vzťahoch voči okolným horninovým komplexom, a to hlavne medzi Kavečanmi a záverom črmel'ského údolia.

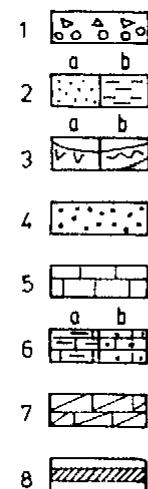
Perm

Okrem sedimentárnych hornín z oblasti permu Čiernej hory sú známe i metaryolity, ich vulkanoklastiká /napr. J.Šalát 1954/ a bázické vulkanity /S.Jacko 1978/. Vulkanické horniny permu sú na území predkladanej geologickej mapy zastúpené metaryitolitovými tufmi a dvoma tenkými /asi 15 m/ šupinami metabazaltových tufitov s fyllitmi.

218 Šedočervené zlepence s vložkami brekcií

Sú polymiktné, zložené zo slaboopracovaných valúnov kremeňa, fyllitov, pieskovcov a hornín vlastného permu, hlavne úlomkov bridlíc a kremenných porfýrov /O.Fusán 1958/. Tmel je kremitý. V zlepencoch a brekciách sú vložky arkóz, pieskovcov, stredno- až hrubozrnných, zložených z kremeňa, živcov a muskovitu. Sú typické červenofialovým sfarbením

KRIEĐA	JURA	SKUPINA		25-30m	jemne zvrstvené vápence s medzivrstvičkami bridlíc (neokóm?)
TRIAS	RUŽÍNSKA		E	150 - 200m	ružovkasté vápence s polohami svetlých vápencov (malm?)
PERM				150 - 200m	biele vápence s vložkami ružových vápencov, rohovcov a bridlíc (doger?)
				200 - 250m	tmavé vápence s vložkami slienitých vápencov, slienov vo vrchnej časti i rohovcov (lias?)
				200 - 250m	dolomity s vložkami pieskovcov a bridlíc (stredný - vrchný? trias)
				200 - 250m	kremence s vložkami zlepencov (spodný trias)
			E	150 - 200m	acidné a bázické vulkanoklastiká s polohami bridlíc acidné vulkanoklastiká
					zlepence a brekcie s vložkami pieskovcov a pestrých bridlíc



Obr. 4 Litostratigrafická schéma ružínskej skupiny /zostavil Š.Bajanišk/

1 – zlepence, brekcie, 2a – pieskovce, 2b – bridlice, 3a – metaryolitové vulkanoklastiká, 3b – metabazaltové vulkanoklastiká, 4 – kremence, 5 – vápence, 6a – bridlice, 6b – rohovce, 7 – dolomity, 8 – slienité vápence, slienov

Poznámka: V litostratigrafickej schéme je znázornený celý prierez ružínskou skupinou, pričom na predkladanú mapu zasahuje len okrajove.

/droby/. Uvedené horniny obsahujú určité množstvo vulkanického materiálu permuských kremenných porfýrov /J. Šalát 1954/.

217 Metaryolitové tufy

Vystupujú v južnom ramene hornádskeho synklinória v závere črmel'ského údolia, v pásme významnej alpínskej tektonickej aktivity. Táto sa premetia i v uvedených horninách, a to vo výraznej plošne paralelnej textúre s častým trieskovitým rozpadom. Vrstevnatosť je zachovaná ojedinele. V prípade pôvodných popolových tufov dosahuje stupeň premeny až petrofáciu sericitických briidlíc.

216 Metabazaltové tufity s polohami fylitov

Boli zaznamenané, podobne ako metaryolitové tufy, v črmel'skom údľí. Obe fácie sú späťe pozvoľnými prechodmi. Je pre ne charakteristická prevažne tenkodoskovitá textúra a lepidogranoblastická štruktúra. Minerálna asociácia: kremeň, epidot, chlorit, karbonát, nepriesvitné minerály.

Trias

215 Spodný trias: drobno- až strednozrnné kremence

Sú svetlošedé až žltozelené, masívne. Podstatnou súčasťou je kremeň vo forme ostrohranných i oválnych zŕní. Zrná sú tlakové deformované, často rozpukané, druhotne vyhojené. Prítomný plagioklas je zastúpený albitem – oligoklasom s uzavreninami sericitu, epidotu, kremeňa a sporadickej zirkónu. Tmel je kremitý s prímesou Fe-substancie a sericitu. Štruktúra je blastopsamitická.

214 Anis: sivé, svetlosivé dolomity s vložkami vápencov

Vystupujú len v obale vepríka v Branisku /Slubica/ a v Čiernej hole. Najväčšie zastúpenie dosahujú východne od Košických Hámrov. V blízkosti Ľubenícko-margecianskej línie, v exponovanom pásme majú formu úzkych, prevažne tektonicky obmedzených pruhov. Sú spravidla tmavosedé, zriedkavejšie svetlé a žltohnedé, často brekciovité, lokálne prechádzajú do dolomitických vápencov. Tvorí ich kryptokryštaličká

karbonátová hmota. Z ďalších minerálov je prítomný muskovit, sericit a kremeň.

Jura

213 Lias?: tmavé vápence

Najspodnejším členom sú tmavé až čierne doskovité vápence, tenké vrstevnaté s vložkami slienitých vápencov a slienovcov. Nad nimi vystupujú tmavé a šedolavicovité vápence s krinoidmi, s premenlivým obsahom kremeňa. Vyššie sa zvyšuje obsah krinoidov a pribúdajú i rohovce.

212 Doger?: svetlé vápence

Sú príčlenené do vrchného liasu a dogera len na základe pozície a analógie s inými výskytmi, a to pre nedostatok skamenelín. Vápence sú prevažne biele až ružovkasté, obvykle kryštalické. Striedajú sa so žltkastými až červenkastými tenkovrstevnatými vápencami. V niektorých polohách sú krinoidové, niekde s vložkami bridlíc a silicitorov.

Granitoidné horniny

Sú to magmatity, ktoré sledujú generálne oblasť línie nasunutia geomerika na vaporikum – Šubenícko-margeciansku líniu. V dnešnej podobe sú to predovšetkým väčšie telesá na strane vaporika s bohatým jazykovitým rojom žilných telies, vybiehajúcim do mladšieho i staršieho paleozoika vaporika. Sprievodným znakom je kontaktná metamorfóza sedimentov.

Tieto granity vymedzil už J. Šuf /1933/. Boli považované za mladšie variské žuly. Novšie práce na listoch Ježava i Ratkovské Bystré /J. Vozár in T. Gregor a kol. 1976, J. Vozár in P. Reichwalder a kol. 1979/ preukázali, že štruktúrne i pozične sú to veľmi mladé žuly /stredná krieda/. Svedčí o tom ich vzťah ku slatinskému a rimavskému súvrstviu i charakter uloženia v alpínskych štruktúrach. Boli tu pozorované telesá granitov uložené v alpínskych štruktúrach, potom tenké žily so zjavnou syntektonickou textúrou a mladšie aplity a kremennno-aplitové žily. Kriedové granity kontaktne metamorfujú hlavne slatinské súvrstvie, ale aj rimavské súvrstvie. J. Kantor /in A. Vozárová– J. Vozár a kol. 1979/ analyzoval v laboratóriu GÚDŠ metódou $^{40}\text{A}/^{40}\text{K}$ sludy rôznych typov a zí-

skal výsledok 88–118 mil. rokov, čo sa zhoduje s výsledkami z iných ľokálít, hlavne so vzorkami z vrchu Rochovce /A.Klinec a kol. 1979/ a so starším údajom J.Kantora /1960/ z oblasti kameňolamov na SZ od Ľubeníka. Neoidný vek granitov pri Hrlici predpokladal na základe terénnych štúdií aj I.Varga /1963/.

211 Stredná krieda: jemno- až stredozrnné leukokrátne granity

Kriedová žula je drobnozrnná, neusmernená, svetlej farby, s bohatým aplitovým žilným rojom.

Struktúra je xenomorfne a hypidiomorfne zrnitá. Draselné živce /ortoklas, ortoklas-pertit/ i plagioklasy /albit-oligoklas/ sú sericitizované, albitizované. Kremeň tvorí pomerne veľké zrná alotriomorfného obmedzenia. Muskovit tvorí lupeňovité všeobecne orientované kryštály, zriedkavo s uzavreninami zirkónu. V malom množstve bol zistený biotit, flogopit, ďalej zirkón, epidot, apatit, vzácne granát. Svetlé aplitové žilky sú drobnozrnné, bohaté na kremeň a draselný živec. Bežné sú symplektitické zrasty kremeňa a muskovitu, kremeňa a draselného živca. Šachovnicový albit tvorí xenomorfne obmedzené kryštály. Flogopit? a biotit sú často v podobe lúčovitých agregátov. Všetky opísané typy premien i hrubostípcové veľké kryštály apatitu svedčia o prepracovaní granitu v pneumatolytickom štádiu.

Spoločenstvo minerálov kontaktnej premeny je závislé na vzdialenosťi od kontaktu a od petrografického charakteru kontaktne metamorfovaných sedimentov. Všeobecne možno rozlísiť 3 zóny kontaktnej premeny:

1. biotit-kremeň-granát-živec-muskovit-veľmi vzácné kordierit,
2. muskovit-kremeň-zoizit-biotit-apatit-sulfidy,
3. chlorit-kremeň-zoizit-epidot-turmalín-hematit-sulfidy.

Priame kontakty so sedimentmi sú všeobecne bohaté na biotit, ktorý je paralelne i priečne vykryštalizovaný voči vrstevnej bridličnatosti.

Lokalita: Krokava /40A/40K – datovanie granitov – aplitov podľa J.Kantora 1979/

Vzorka č.	Horninový typ	K °C	$40A/10^{-6}Ncc/g$	$t/10^6 r/$	$t/10^6 r/$
A 90 Krokava I	granit /biotit/	/6,602±0,07/	/23,21±0,47/	88,3	+2,6
A 91 Krokava IX	granit /biotit/	/7,032±0,11/	/25,46±0,62/	90,8	+3,5
A 88 Krokava IX	granit /muskovit/	/7,99 ±0,15/	/36,38±0,38/	113,5	+3,2
A 89 Krokava VII	pegmatit-aplit- /muskovit/	/7,697±0,07/	/36,47±0,58/	118,0	+2,8

GEMERIKUM

Gelnická skupina

Kambrium—spodný devón

Gelnická skupina predstavuje kaledónsku vývojovú etapu /kambrium—spodný devón/, ktorá je charakterizovaná komplexom sedimentárnych a vulkanických hornín*. Jej predpokladaná 4500–8000 m hrúbka i spôsob sedimentácie /striedanie piesčitých a šľovitých sedimentov/ svedčia o tom, že ide o flyšovú formáciu tvorenú rôznymi druhmi pieskovcov a šľovcov, miestami doprevádzaných lyditmi a karbonátmi. Vulkanické členy sú zastúpené v hlavnej miere produktmi kyslého vulkanizmu, iba podradne sú zastúpené produkty bázického vulkanizmu. Tento sedimentárno-vulkano-génny komplex je epizonálne metamorfovaný pravdepodobne za mladokaledónskeho orogénu /O.Fusán in M.Mahel a kol. 1967/.

Vek gelnickej skupiny, na základe palinologických štúdií /P.Snopková 1964, O.Čorná 1972, O.Čorná—L.Kamenický 1976, P.Snopková—L.Snopko 1979/ i výskumov izotopického zloženia olova /J.Kantor 1962/, má stratigrafický rozsah kambrium—spodný devón.

Litostratigrafické delenie gelnickej skupiny je nasledovné: súvrstvie vachovské, súvrstvie Bystrého potoka a súvrstvie drnavské.

Vlachovské súvrstvie

Je to najstaršia litostratigrafická jednotka gelnickej skupiny, pomenovaná podľa obce Vlachovo, kde vystupuje v typickom vývoji.

Vnútorná stavba vlachovského súvrstvia nesie znaky flyšového vývoja. Sedimenty v predmetamorfnom štádiu reprezentované predovšetkým pieskovcovo-bridličnatou litofáciou sú uložené do troch väčších nad sebou usporiadaných litologických celkov, do mezorytmov. Z nich druhý a tretí mezorytmus majú úplné povrchové rozšírenie, kým prvý mezorytmus bol overený hlbokými vrtmi v oblasti Gočova a Vlachova /vrt GVL-1 až GVL-5; L.Snopko a kol. 1966a,b, 1968, 1969b, 1970a/.

* Názov gelnická séria zavedol A.Matějka a L.Zelenka /in D.Andrusov—A.Matějka 1931/.

Vek vlastivého súvrstvia bol preukázaný palinologicky na viacerých miestach. Prvý a druhý mezorytmus majú vek vrchné kambrium až ordovik, a to na lokalitách Vlachovo – pri železničnom moste, v profile Vlachovo–Suchý vrch a Podsúľová /dolná serpentína v štátnej ceste/. Ordovický vek bol preukázaný na lokalite Gočovo. Najvyšší, III. mezorytmus bol palinologicky preukázaný z lyditov na lokalitách Gemerská Poloma – Súľová a na Volovci ako silúr.

Vrchné kambrium – ordovik

210 Masívne a rytmicky zvrstvené metamorfované kremenné droby

Sú súčasťou druhého mezorytmu. Vystupujú v jadre klenbovitej štruktúry, ktorá bola overená vŕtmi GVI-1 až 5. V ich podloží sú tmavé fyllity s tenkými polohami lyditov.

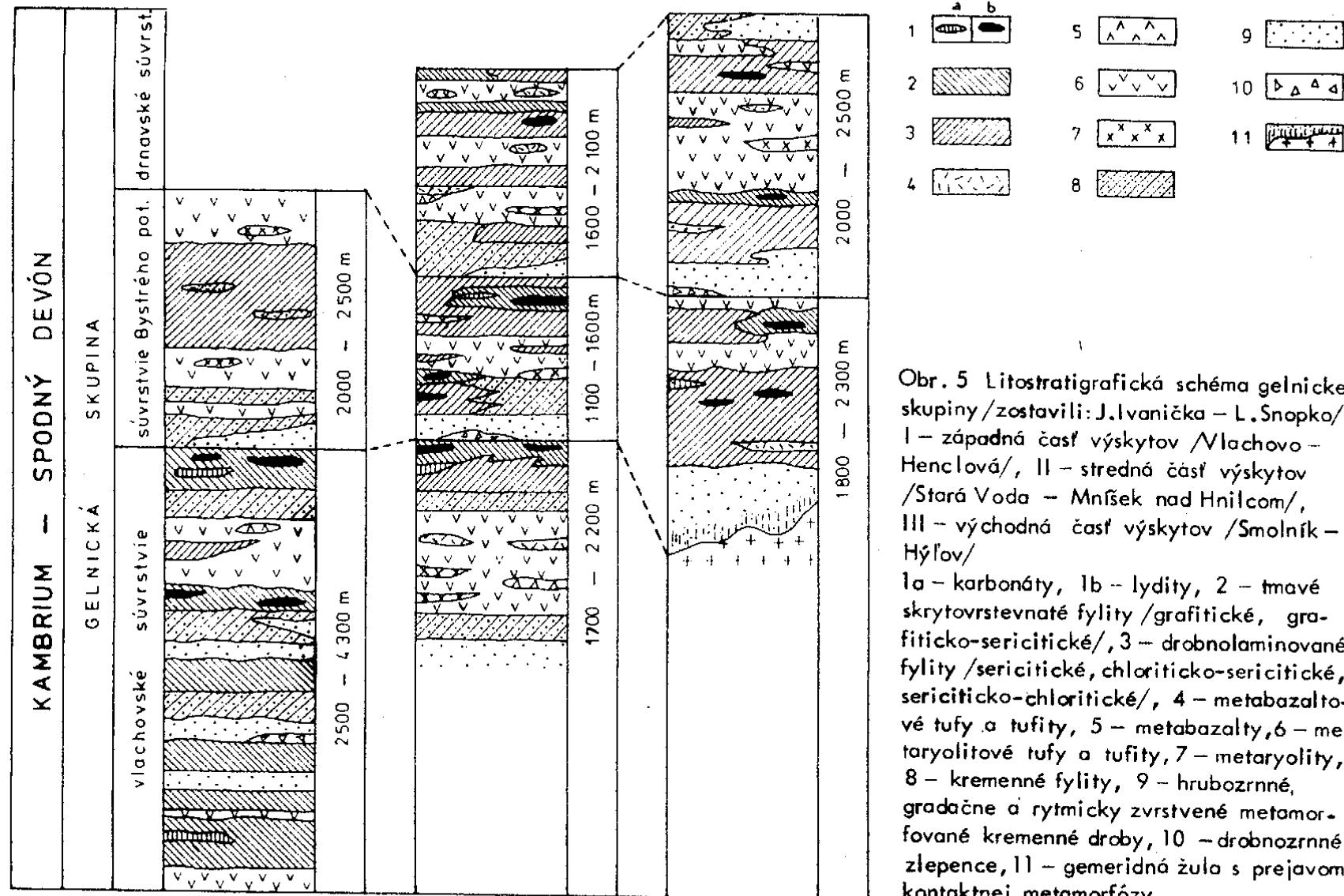
Metamorfované kremenné droby sú drobne rytmicky sedimentované s výrazným gradačným zvrstvením. Vo vrchných častiach prechádzajú až do kremenných drobnolaminovaných fyllitov. Rytmy sú hrubé niekoľko dm /3–5/, najmä v hrubšom materiáli, u mikrokonglomerátov až 1 m. Palinologicky sú doložené fyllity s lydítmi a nadložné fyllity v širšom okolí Vlachova i na Podsúľovej. Vek vrstiev je vrchné kambrium, spodný až stredný ordovik.

209 Drobnolaminované metamorfované pieskovce až kremenné droby

Vyvýhajú sa pozvoľne z masívnych a rytmicky zvrstvených kremenných drôb. V rámci rytmov sa gradačný interval stráca a zostáva zachovaný len interval paralelnej laminácie. Lamy kremenných pieskovcov a kremenných fyllitov prevládajú nad fyllitmi, v rámci zjemňovania detritického materiálu smerom do nadložia. Hrúbky takto sedimentovaných drobnolaminovaných pieskovcov sú najväčšie na Podsúľovej, menšie sú v oblasti Vlachova.

208 Drobnolaminované, miestami skrytovrstvenné sericitické fyllity s vložkami lyditov

Rozšírené sú hlavne pod Suchým vrchom /k. 972/ a pod Bielou skalou /k. 896/ pri Vlachove, ako aj v hornej časti potoka Podšúľová.



Hranica medzi podložným horizontom drobnolaminovaných, metamorfovaných pieskovcov až kremenných drôb sa nedá presne určiť, je pozvoľná. Drobnolaminované fylity majú pomer jemnej kremennej substancie k pôvodne šlouitej substancii skoro rovnaký, alebo šlovitá substancia vysoko prevláda. Často sa drobné laminy strácajú a hornina nadobúda charakter skrytovrstevnatých fyllitov. Palinologicky sú doložené v profile Vlachovo, ako i na Podsúľovej, v serpentíne štátnej cesty, ako vrchné kambrium – ordovik.

207 Mikrokonglomeráty

V okolí Podsúľovej a pri obciach Henclová a Tichý potok sa vyskytujú v komplexe rytmicky zvrstvených drôb tretieho mezorytmu. Najrozšírenejšie sú na chrbte medzi Krátkou a Dlhou dolinou. Geneticky ich chápeme ako zvyšky proximálnej flyšovej zóny, ktoré zasahujú do flyšovej zóny distálnej, predstavujúcej najrozšírenejšiu hrubozrnnú fáciu v gelnickej skupine.

Mikrokonglomeráty obsahujú valúniky 5–10 mm veľké. Jednotlivé úlomky sú málo opracované. Sú zložené hlavne z kremeňa, úlomkov pieskovcov, bridlíc a lyditov /intraformačný materiál/. Vzácne sa v piesčitej frakcii objavujú živce a sludy. Litologicky tvoria rytmickú sedimentáciu s gradačným zvrstvením. V gradačnom intervale pozorujeme veľké úlomky bridlíc /5–10 cm/.

206 Rytmicky zvrstvené metamorfované kremenné droby

Sú rozšírené hlavne východne od Podsúľovej, a to na svahoch Čertovej hole, kde vytvárajú viac samostatných horizontov. Ďalej sa vyskytujú v úseku Gočovo–Podsúľová–Vysoký vrch. Vytvárajú spodnú časť tretieho mezorytmu.

Petrograficky sú to hrubozrnné až strednozrnné horniny, ktoré okrem kremeňa obsahujú ojedinelé živce a sludy. Na kremeňoch často pozorujeme prejavy magmatickej korózie, čo je dôkazom ich vulkanogénneho pôvodu. Litologicky vytvárajú zreteľne rytmickú sedimentáciu s častými synsedimentárnymi závaľkami /sklizové textúry/.

Spodný – stredný silúr

205 Laminované kremenné fyllity v rovnováhe alebo v prevahe nad metamorfovanými kremennými drobami

Rozšírené sú východne od Podsuľovej, a to na svahoch Čertová hoľa, Hoľa, Podsuľová-horáreň, ako i v okolí Vysokého vrchu východne od Gočova. Sú laminované, pričom pôvodne prevládala piesčitá zložka nad ilovitou, alebo bola v rovnováhe. Komplex často spestrujú ojedinelé polohy gradačne zvrstvených pieskovcov, zriedka i mikrokonglomerátov.

Metamorfované kremenné droby sú jemnozrnné. V rámci rytmickej sedimentácie vytvárajú v spodných častiach rytmov hrubšie polohy než fyllity, vo vrchných častiach je to naopak.

204 Metaryolity a metakeratofýry

Makroskopicky majú typickú nerovnomerne zrnitú štruktúru vyvrelých hornín. Výrastlice tvoria kremeň, ortoklas, albit-oligoklas, v niektorých typoch i biotit. Základná hmota má mikrogranitickú alebo mikrofelziticú štruktúru. Z nepriesvitných minerálov sa vyskytuje magnetit, zo sprievodných minerálov apatit, rutil, zirkón.

Metaryolity a metakeratofýry sú rozšírené severne od Vlachova, pri štátnej ceste na Krásnej hôrke, hlavne v okolí Stromíša, východne od Dobšinej, ako i v okolí Vlachovskej Maše, kde boli zistené i vrtnými prácami. Široko sú rozšírené v okolí Švedlára a Orlovho vrchu severne od Mníšku. Petrochemické výsledky poukazujú prevažne na magmatický rad paleodacit-paleoryolit.

203 Hrubozrnné metaryolitové tufy

Vyskytujú sa najmä južne od Dobšinej, a to od Rejdovej až po Henclovú, ďalej od Gočova až po Tichú Vodu, a od Švedlára /Genier, k. 1006 m/ po Mníšek – Orlový vrch /k. 1043/. Po petrografickej stránke sú zložené z úlomkov minerálov alebo hornín 0,3–0,5 mm veľkosti, ojedinele 1 cm. Úlomky minerálov: kremeň, ortoklas, albit-oligoklas, albit.

Metaryolitové tufy majú blastokryštaloklastickú štruktúru s výrazným jednosmerným usmernením a s prejavmi drvenia okolo väčších úlomkov. Po litologickej stránke sú niektoré vulkanoklastické sedimenty gradačne zvrstvené, prevažná väčšina sú nezvrstvené typy. Časté sú v nich synsedimentárne úlomky bridísc, pieskovcov, metaryolitových tufitov, kremených laminovaných pieskovcov /Podsuľová – Dlhá dolina/.

202 Jemnozrnné metaryolitové tufity

Sú najrozšírenejšie v oblasti južne od Švedlára, ako i v okolí Orlova vrchu severne od Mníšku, zatiaľ čo v západnej časti vlastovského súvrstvia sa vyskytujú len sporadicky. Vystupujú spoločne s metaryolitovými tufmi, metaryolitmi a metakeratofýrmi, ako i spilitmi a metabazaltmi.

Textúra hornín je blastokryštaloklastická. Skladajú sa prevažne z úlomkov výrazne ostrohranných, veľkosti 0,5–0,3 mm. Sú to hlavne kremeň, albit-oligoklas alebo úlomky sedimentárnych a vulkanoklastických hornín a metaryolitov. Štruktúra základného pojiva je mikrogranoblastická až mikrolepidoblastická, podľa stupňa metamorfózy viac alebo menej usmernená. Zreteľná je silná sericitizácia.

201 Metaryolitové tufy a tufity

Tieto variety sú zastúpené pomerne málo. Známe sú z okolia Stromiša, Suchého vrchu /k. 972/ pri Vlachove a juhovýchodne od Vlachovskej Maše. V prevažnej väčšine sa vyskytujú na okraji veľkých telies metaryolitov. Sú jemnozrnné /0,3–0,1 mm/, svetlej alebo svetlozelenej farby. Reliktná štruktúra je kryštaloklastická, u veľmi jemných polôh je blastovitroblastická. Lokálne, pri silnejšej regionálnej metamorfóze, majú charakter sericitických fylitov.

200 Metaryolitové tufy so zvýšeným obsahom chloritu

Vystupujú iba na severnom okraji výskytu gelnickej skupiny v okolí Švedlára, kde tvoria spolu s ostatnými vulkanoklastickými horninami mocné telesá hrúbky niekoľko sto metrov. Geneticky sú späté s bázickým vulkanizmom, ktorý sa uplatnil v tejto oblasti.

Sú to strednozrnné horniny svetlozelenej farby, usmerenej textúry. Štruktúra je blastokryštaloklastická. Základná hmota je štruktúry lepidoblastickej a má zloženie: kremeň, sericit, karbonáty, epidot, chlorit, ktorý je hojný a je produkтом premeny pravdepodobne pôvodných bázickejších živcov. Kryštaloklasty sú zastúpené kremeňom, plagioklasom /albitom-oligoklasom/ a sericitizovaným ortoklasom. Akcesoricky sú prítomné zirkón, apatit, rutil, Fe-Ti minerály /pyrit, titano-magnetit, ilmenit-leukoxenizovaný/.

199 Stredno- až hrubozrnné metabazalty

Vystupujú prevažne vo forme málo hrubých, na malú vzdialenosť sa vyrácajúcich polôh a malých šošovkovitých telies v širšom okolí Starej Vody a Švedlára.

Ich konkordantné uloženie a pozvoľné prechody medzi acidnými i bázickými vulkanoklastikami potvrdzuje ich príslušnosť ku gelnickej skupine.

Zastúpené sú varietami zrnitými:

1. s výrastlicami amfibolov až okolo 2 cm a s gabrovou štruktúrou,
2. bez výrastlíc amfibolov so štruktúrou gabroofitickou.

Tieto variety sa v niektorých telesách viackrát opakujú /s. od Konskej hlavy/; v okrajových častiach vystupujú jemnozrnné odrody týchto hornín s náznakmi usmernenia až zbridličnenia. Hlavnými minerálnymi zastupiteľmi sú: zelený obecný amfibol až aktinolit a saussuritizovaný alebo sericitizovaný plagioklas /albit=oligoklas/. Sekundárne minerály: chlorit, sericit, kalcit, epidot – zoizit, albit, kremeň; sprievodné minerály: apatit, rutil, leukoxén, hematit a magnetit. Zistené minerálne zloženie zodpovedá minerálnej asociácii metamorfovaných hornín vzniklých premenou bázických hornín v podmienkach vyššej časti fácie zelených bridlíc /podľa F.J.Turnera 1958/.

198 Metabazaltové tufy a tufity

Rozšírením sú úzko späté s metabazaltmi. Vystupujú vo forme zväčša tenkých polôh a šošovkovitých telies. Súhlasná geologická pozícia s metaryolitovými tufmi, miestami /Starovodská dolina, Genier/ pozvoľné prechody do nich svedčia o genetickej príslušnosti vulkanického komplexu ku gelnickej skupine.

Sú to stredno- až jemnozrnné horniny svetlo- až tmavo zelenej farby. Majú prúzkovanú, niekedy masívnu textúru. Miestami sú stlačené, s usmernenou textúrou. Štruktúra je granolepidoblastická, vzácne s reliktmí kryštaloklastickej štruktúry. Podstatnými minerálmi sú chlorit a relikty kryštaloklastov, plagioklasy, ktoré sú silne saussuritizované za vzniku epidotu – zoizitu, kalcitu a kremeňa. Hojnou zložkou základnej hmoty je tiež sericit. Akcesoricky je prítomný rutil a nepriesvitné Fe-minerály. Pomerne častý je leukoxenizovaný ilmenit.

197 Hematitické fylity

Sú geneticky viazané na bázický vulkanizmus. Vytvárajú vložky medzi vulkanoklastikami, prípadne sedimentmi. Vyskytujú sa hlavne v oblasti Švedlára.

Ide o jemnozrnné horniny hnedofialovej farby, s dokonale usmernenou textúrou. Majú mikrogranolepidoblasticú štruktúru. Podstatnými zložkami v nich sú: kremeň, hematit, v menšom obsahu chlorit a sericit. Akcesoricky sa vyskytujú: epidot, karbonáty, ilmenit, pyrit, limonit.

196 Metamorfované kremenné droby v prevahе nad kremennými fylitmi

Zaradujeme sem sedimenty, v ktorých piesčitá zložka bola pôvodne v rovnováhe alebo prevládala nad zložkou ílovitou. Ide o horninový súbor, ktorý tvorí prechodný člen medzi komplexom pieskovcovým a ílovitým, je s nimi pozvoľne spojený, ako laterálne tak i vertikálne. Vystupuje vo forme tenkých i hrubších pruhov na Podsúľovej, medzi Henčlovoou a Nálepkovom a tiež medzi Švedlárom a Mníškom n/Hnilcom.

Metamorfované kremenné droby sú šedé, šedozielene; textúru majú usmernenú, na plochách bridličnatosti sa koncentruje sericit. Štruktúra je mikrolepidogranoblasticá, vzácne blastopsamitická. Podstatnými minerálmi sú: kremeň /80 %/, sericit a chlorit. Sprievodné minerály: albit, turmalín, zirkón, rutil, hematit, limonit, magnetit a pyrit.

Kremenné fylity sú jemnozrnné horniny šedej farby so zelenkavým odtieňom. Textúru majú usmernenú, prúžkovanú; štruktúru mikrolepidogranoblasticú. Hlavnou súčasťou je drobnozrnný alotriomorfny kremeň /obsah 70–80 %/, vedľajšou zložkou sú sekundárne minerály sericit a chlorit /cca 15 %/. Dosť časté sú relikty klastických živcov, ktoré sú však vo veľkej miere sericitizované. Akcesoricky sú prítomné: muskovit, turmalín, zirkón, grafitická substancia; z nepriesvitných minerálov: magnetit, pyrit, limonit a leukoxén.

195 Zelenkavé kremenné fylity

Nachádzajú sa iba na severnom okraji výskytov gelnickej skupiny, severne od Švedlára a v Lacemberskej doline. Vytvárajú pomerne hrubé polohy.

Majú podobný petrografický charakter ako vyššie opísané kremenné fylity. Charakteristická zelenkavá farba je odrazom zvýšeného obsahu chloritu v základnej hmote.

194 Drobolaminované kremenno-sericitické a chloriticko-sericitické fylity

Sú najrozšírenejšou fáciou vo vlastovskom súvrsťí. Vystupujú v dvoch mohutných pruhoch. Objavujú sa na severe v oblasti Vyšnej Slanej a pokračujú smerom východným na hlavný horský hrebeň, kde budujú vrcholové časti Hole i Čertovej hole, a ďalej až k Henclovej, kde sú tektonicky obmedzené. Potom však pruh pokračuje súvisle ďalej pozdĺž Tichovodskej doliny do údolia Hnilca a na Palmový vrch.

Druhý pruh drobolaminovaných fylitov sa vyskytuje medzi Starou Vodou a Volovcom /k. 1212,5/. Má dĺžku asi 10 km v smere SV – JZ a šírku 1–2 km.

Petrograficky ide o jemnozrnné šedé, šedozielenské horniny, ktoré majú dokonale paralelnú textúru. Ich typickým znakom je zachovaná pôvodná jemná laminácia. Majú mikrogranolepidoblastickú až mikrolepidoblastickú štruktúru. Podstatnými minerálmi sú: kremeň, sericit a chlorit. Podľa ich vzájomného percentuálneho zastúpenia potom rozlišujeme više uvedené typy. Pôvodná sedimentárna textúra je pretransformovaná v striedaní prúžkov agregátu kremeňa s prúžkami bohatými na sericit a chlorit. Sprievodné minerály: sericitizované plagioklasy, turmalín, zirkón, rutil a nepriesvitné minerály.

193 Nezvrstvené, ojedinele laminované sericiticko-chloritické fylity

Vystupujú na severnom okraji gelnickej skupiny v súvislosti pásmu od Švedlára do Lacemburskej doliny, na styku s bazálnymi členmi rakoveckej skupiny.

Ide o jemnozrnné horniny s charakteristickou zelenkavou farbou, signálizujúcou obsah chloritu, ktorého pôvod možno úzko spájať s intermediárny až bázickým vulkanizmom. Textúra hornín je bridličnatá, štruktúra mikrogranolepidoblastická. Hlavnými stavebnými zložkami sú: kremeň, chlorit, sericit. Sprievodné minerály: zirkón, turmalín, titanit, rutil, leukoxenizovaný ilmenit. Sekundárna mineralizácia: kremeň, karbonáty.

192 Skrytovrstvenaté sericiticko-grafitické fylity

Vznikli v najvzdialenejších častiach panvy, čiastočne oddelených od vlastného bazénu, kde bol len nepatrny prínos detritického materiálu. Pôvodne predstavovali ilovité sedimenty so zvýšenou prímesou organického materiálu vo forme grafického pigmentu.

Vystupujú v mohutnom pruhu, ktorý sa tiahne na západe od Nižnej Slanej po Gampel a pokračuje východným smerom na Podsúľovú, Volovec. Nachádzame ich v podobe úzkeho pruhu východne od Zlatého Stoila, v Bystrom potoku a v okolí Mníška n/Hnilcom.

Sericiticko-grafitické fyllity sú veľmi jemnozrnné; dokonale vyvinutá priečna bridličnatosť zastiera u nich takmer všetky pôvodné textúrne i štruktúrne znaky.

Hlavnými zložkami sú: kremeň, sericit a grafit. Tieto sú usmernené pozdĺž plôch priečnej bridličnatosti. Akcesoricky sú prítomné nepriesvitné Fe-minerály a turmalín. V horninách je lokálne prítomný i vulkanoklastický materiál veľkosti popola a lapíl.

191 Metalydity

190 Kryštalické vápence, lokálne ankerity, siderity, magnezity a dolomity

Vystupujú v podobe tenkých polôh a šašoviek spravidla v pôvodne ſlovitých horninách.

Ich výskyt je viazaný na známy pruh Nižná Slaná – Gampel – Podsúľová – Volovec, kde najmä lydity dosahujú svojho najmohutnejšieho rozšírenia. Malé šašovky lyditov sa nachádzajú juhozápadne od Radzimu, východne od Vlachova a na hlavnom horskom chrbte v okolí Hole /k. 1267,0/, odkiaľ boli P. Snopkovou /1964/ zistené spóry poukazujúce na vrchnoordovický až spodnosilúrsky vek.

Lydity sú horniny jemnozrnné až celistvé, tmavošedej a čiernej farby. Sú masívne a majú ostrohranný rozpad. Štruktúru majú prúzkovanú, mikrogranoblastickú. Podstatnými minerálmi sú kremeň a grafit, akcesoricky sa vyskytuje sericit, chlorit a Fe minerály /magnetit, hematit, pyrit/. Zvláštnosťou sú zachované sedimentačné textúry – drobná laminácia a šikmé zvrstvenie.

Karbonáty, podobne ako lydity, sa svojim výskytom viažu vo forme polôh a šašoviek na vyššie spomínaný pruh. Podmienky ich vzniku boli viazané zrejme na obdobie tektonického pokoja. Niektoré zistené skutočnosti /L. Snopko 1965, J. Ivanička 1976/, napr. striedanie karbonátov a lyditov /v Tichovodskej doline/, gradačné laminované i šikmé zvrstvenie /Nižná Slaná/, poukazujú na to, že terajšie ich vystupovanie je s najväčšou pravdepodobnosťou už výsledkom redepozície /alodapické vápence/.

Karbonáty sú svetlé, sivé slabohnedasté horniny s jemno- až hrubo-kryštalickou textúrou a granoblastickou až žubovitou štruktúrou. Sú viac

alebo menej rekryštalizované a metasomaticky zmenené. V závislosti od intenzity a chemického zloženia metasomatózy vznikli kryštalické vápence, dolomity, ankerity až siderity. Akcesoricky obsahujú karbonátový kremenn, sericit, muskovit, nepriesvitné Fe-minerály a bituminóznu substanciu.

Súvrstvie Bystrého potoka

Vrchný silúr

Leží v normálnom stratigrafickom nadloží vlastivského súvrstvia a zaberá centrálnu časť gelnickej skupiny. Tvorí súvislé pásmo západovo-východného smeru v šírke 2–5 km.

Charakteristickým rysom súvrstvia Bystrého potoka je najmä to, že najspodnejšie horizonty sú budované piesčitými až hrubopiesčitými fáciami prináležiacimi distálnej podzóne ortoflyšu. Najdetritickejšie fácie sú vyvinuté medzi Starovodskou dolinou a Bystrým potokom, kde sú vyvinuté i sedimenty proximálnej podzóny ortoflyšu. Zjemňovanie fácií možno pozorovať tak na východ, ako i na západ od tejto oblasti. Sedimentácia sa zjemňuje aj smerom do nadložia a nadobúda pieskovcovo-šlovitý charakter. Objavujú sa tenšie a pestrejšie sedimentárne rytmie, vyššie rytmičnosti zanikajú a prevláda drobná laminácia.

Zmenu vo flyšovej sedimentácii spôsobila vulkanická činnosť, ktorej produkty sa spočiatku objavujú vo forme tenkých polôh v sedimentoch a neskôr sú to už hrubé vulkanoklastické telesá. Počas sedimentácie súvrstvia Bystrého potoka dosiahla vulkanická činnosť svoje maximum v západnej a východnej časti územia, čím sa stratila symetria flyšových fácií vzhľadom k osi bočnej prínosovej oblasti. Po ukončení vulkanizmu v celom úseku od Hankovej cez Nižnú Sianú – Manó, Betliar, Čučmu, Heckerovú až po Smolnícku Hutu sedimentovali jemné fácie subflyšu a kryptoflyšu doprevádzané sedimentáciou lyditových, ale najmä karbonátových horizontov. V rámci tejto jemnej fácie nepozorujeme vo vzťahu k osi bočnej prínosovej oblasti žiadne faciálne rozdielnosti. Jedine v Čučme vystupujú karbonátové telesá spolu s metabazaltovými tufmi. Najvyššie ležia vulkanické členy masívu Tureckej. Zložené sú opäť z vulkanoklastického materiálu, s ojedinelým telesom metaryolitu sv. od Nadabuli.

Východne od smolníckeho zlomu sa najdetritickejšie fácie nachádzajú v širšom okolí Kojšovej hole; v tejto oblasti predpokladáme os druhej

bočnej prínosovej oblasti. Smerom na západ i východ od nej dochádza k zjemňovaniu jednotlivých fácií. Vulkanická činnosť v rámci súvrstvia Bystrého potoka sa sústredí v okolí Kojšovej hole. Výrazné telesá vulkanoklastík sa usadili hlavne po sedimentácii ortoflyšovej podzóny a sú doprevádzané i metaryolitmi. Stredná časť mezorytmu v osovej časti druhej bočnej prínosovej oblasti je opäť zložená z detritickej i bridličnatej fácie subflyšu. Tieto fácie medzi sebou alternujú a majú tendenciu zjemňovať sa smerom do nadložia. Sedimentácia pokračuje v rámci mezorytmu do zón kryptoflyšu, ktoré v západnej časti, t.j. na SV od Smolničkej Huty, majú najväčšie rozšírenie. Šedé až grafitické fyllity s lydítovými polohami v najvrchnejších častiach zastupujú zelenkavé jemne fyllity, pravdepodobne odraz bázického vulkanizmu.

Sedimentárno-vulkanogénny komplex súvrstvia Bystrého potoka je západne od Smolničkeho potoka zastúpený svojimi spodnejšími vrstvami, kym východne vystupujú jeho najvrchnejšie časti. V zmysle L.Snopku /1969a/ sa tento komplex javí ako súčasť štvrtého mezorytmu. Vek súvrstvia Bystrého potoka bol na základe spôromorf stanovený ako vrchný silúr, pričom niektoré spoločenstvá zasahujú svojím rozpätím až po hranici spodného devónu /O.Čorná 1972, P.Snopková-L.Snopko 1979/.

189 Mikrokonglomeráty

188 Hrubozrnné a rytmicky zvrstvené metamorfované kremenné droby

Bazálna časť súvrstvia Bystrého potoka je dokonale vyvinutá a tvorí výrazné pásmo od Zlatej doliny cez Starovodskú dolinu a Kubulár /k. 1270,6/ do Bystrého potoka. Smerom na východ sa výrazne zužuje, pokračuje cez Štofovú dolinu do Smolničkeho potoka, kde je tektonicky obmedzené. Východne od smolničkeho zlomu sa bazálne pieskovcové členy vyskytujú na hlavnom horskom hrebeni Trohanka-Hrb a v širšom okolí Zlatej Idky, odkiaľ sa tiahnu dolinou Idy smerom na juhovýchod, kde sa vytrácajú. Tento východný pruh je silne tektonicky porušený priečnymi zlomami. V západnej časti sa hrubopiesčité sedimenty vyskytujú len ojedinele /Nižná Slaná – Zoltánka, Betliar/ v podobe tenkých polôh.

Bazálny člen súvrstvia Bystrého potoka má detritický až hrubodetritický vývoj reprezentovaný komplexom epizonálne metamorfovaných, hrubozrnných a stredozrnných kremenných drôb s nepatrým zastúpením metamorfovaných ilovitých sedimentov. Ide teda o najtypickejšie flyšové súvrstvie zodpovedajúce v zmysle N.B.Vassoeviča /1960/ v podstate

distálnej subzóne ortoflyšov. Lokálne /v oblasti Bystrého potoka, Trohan-ky/ sa vyskytujú i malé šošovky mikrokonglomerátov, ktoré predstavujú zbytky proximálnej subzóny ortoflyšu. Pieskovce bazálneho súboru sú rytmicky zvrstvené. Hrúbka rytmov je od 10 cm do 150 cm. V zmysle N.B.Vassojeviča /1960/ sú zachované všetky tri elementy rytmu a miestami i kompletný sled cyklov v zmysle A.H.Boumu /1962/. Časté je gra-dačné zvrstvenie, v horných častiach rytmov prevláda zvrstvenie lamo-nované. Charakter a vnútorná stavba rytmov svedčia o faciálnych zmenách, ktoré sa diali počas sedimentácie. V oblasti Bystrého potoka z tohto pies-kovcového súvrstvia boli J.Jablonským /1968/ zistené primárne sedimen-tárne textúry, ktoré svedčia o prínose materiálu do panvy od juhovýchodu.

Metamorfované kremenné droby sú najčastejšie hrubozrnné horniny sivej farby; niekedy sú tmavosivé so zeleným odtieňom. Textúru majú všeobecne zrnitú, štruktúru blastopsamitickú. Podstatným minerálom je kremeň, vedľajšie zložky tvoria sericit a chlorit. Sprievodné minerály: turmalín, zirkón, muskovit, rutil, nepriesvitné minerály a bituminózna substancia.

187 Metamorfované kremenné droby
v prevahe nad kremennými fylitmi

186 Kremenné fylity v prevahe nad metamorfovanými
kremennými drobami

Vyčlenené litofácie sú úzko späté z hľadiska geologickej pozície i geografického rozšírenia. V podstate ide o komplex epimetamorfova-ných sedimentov patriacich do jednej pieskovcovo-šlovitej litofácie, ktorá tvorí prechodný člen medzi podložnými drobami a nadložným sú-borom jemných sedimentov. Horninový komplex vytvára ako v západnej /severné svahy Tureckej, severne od Rožňavy, na Heckerovej/, tak i vo východnej časti /v širšej oblasti Kojšovej hole a Zlatej Idky/ iba tenké polohy. Súvislé pásmo tohto epimetamorfovaného komplexu je vyvinuté v strednej časti gelnickej skupiny; prebieha od Starovodskej doliny cez severné a južné svahy Zlatého stola /k. 1322,3/ na východ od Bystrého potoka a Štofovej doliny.

Metamorfované kremenné droby a kremenné fylity sú stredno- až jem-nozrnné horniny svetlošedej, šedej farby so zelenkavým odtieňom. Sú drob-norytmicky zvrstvené, hrúbka rytmov je 10–50 cm. V horných častiach sa rytmičnosť stráca na úkor drobnej laminácie. Majú blastopsamitickú, väčšinou však granoblastickú a lepidogranoblastickú štruktúru. Hlavnými zložkami sú kremeň, sericit a chlorit.

185 Metaryolity, metakeratofýry a metadacity

Vytvárajú iba tenké šošovkovité telesá, vytrácajúce sa na krátku vzdialenosť. Nachádzame ich na Tureckej, na južných svahoch Volovca, v Starovodskej doline a v širšom okolí Košovej hole. Skutočnosť, že telesá metaryolitov vystupujú uprostred vulkanoklastických hornín, s ktorými sú konkordantne uložené, poukazuje na ich efuzívny pôvod.

Metaryolity sú prevažne kompaktné horniny. Štruktúru majú blasto-porfyrickú s mikrogranitickou, až mikrolepidoblasticou základnou hmotou. Výrastlice sú tvorené kremeňom a živcami /ortoklas, albit-kyslý oligoklas/, základná hmota je zložená z kremeňa, sericitu a menej chloritu. Sprievodné minerály: turmalín, zirkón, biotit, muskovit, nepriesvitné minerály.

184 Hrubozrnné metaryolitové tufy

183 Strednozrnné metaryolitové tufity

Počas sedimentácie súvrstvia Bystrého potoka vulkanická činnosť dosiahla maximum najmä v západnej a východnej časti.

Vertikálny a laterálny vzťah vulkanoklastík voči sedimentom je väčšinou pozvoľný, často prstovitý, zriedkavo ostrý. Prejavuje sa pozvoľným pribúdaním vulkanického materiálu v sedimentoch, vytvorením samostatných polôh, ktoré postupne hrubli až sa tvorili niekoľko sto metrov hrubé telesá. Vulkanogénna zložka má veľkosť spravidla sopečného prachu až piesku. Horniny sú tvorené hlavne úlomkami magmatických minerálov, menej úlomkami hornín. Sedimentárna zložka vo vulkanoklastikách je najčastejšie zastúpená pôvodne flotitou až prachovitou, zriedkavo piesčitou frakciou. Jej litologická povaha je závislá od sedimentačnej zóny, v ktorej došlo k uloženiu vulkanického materiálu.

Horniny sú spravidla výrazne dynamometamorfované. Majú usmernenú textúru, čo sa prejavuje v deštrukcii zrín kremeňa a živcov /u hrubozrnnších typov/ alebo vývojom výraznejších plôch bridličnatosti /u jemnozrnnších/, podľa ktorých sú minerálne súčasti dokonale usmernené a rekryštalizované.

182 Metaryolitové tufy

Vyskytujú sa iba veľmi zriedkavo. V súvrství Bystrého potoka boli zistené na Lužici a Košovej holi, kde tvoria pomerne široký pruh smerom na východ sa vytrácajúci a na západe tektonicky obmedzený.

Predstavujú veľmi jemnozrnné až celistvé bielosivé horniny, ktoré sú zložené z jemnozrnného kremeňa /90 %/ o veľkosti 0,01 mm a jemnosupinkovitého sericitu. Štruktúra je mikrolepidogranoblastická.

181 Metabazaltové tufy a tufity

Narozdiel od súvrstvia vlachovského sa vyskytujú iba sporadicky, a to v Čučme, v Rožňavskej doline /hájovna Grexa/ a južne od Smolníckej Píly. Ich pozícia v litostatigrafickej schéme dokazuje, že v súvrství Bystrého potoka sa bázický vulkanizmus odohral o niečo neskôr než hlavný acidný vulkanizmus.

Metabazaltové tufy a tufity sú zrnité až celistvé, niekedy pásikavé horniny zelenej farby. Sú zložené z chloritu, kremeňa a úlomkov saussuritizovaných plagioklasov, ako hlavných súčiastok s premenlivým zastúpením. Ďalej sa na minerálnom zložení podieľa sericit a karbonáty. Štruktúra hornín je lepidogranoblastická.

180 Aktinolitické bridlice

Boli zistené A. Lamošom /1969/ vo východnej časti súvrstvia Bystrého potoka, a to severne od Zlatejldky a na severných svahoch Trohanky. Tvoria niekoľko šošovkovitých telies v drobnolaminovaných sericitických fylitoch a v skrytovrstevnatých sericiticko-grafitických fylitoch.

Makroskopicky sú to väčšinou masívne, niekedy prúžkované horniny, ktoré svojou minerálou asociáciou zodpovedajú zeleným bridliciam. Podstatnými zložkami sú amfiboly a chlorit. Obecný amfibol je zastúpený iba v reliktach, avšak aktinolitové agregáty dosahujú 2–4 cm veľkosť. Hojné sú karbonáty a epidot-zoizit. Akcesoricky je prítomný albit, kremeň, titanit. Štruktúra horniny je fibroblastická až granonematablastická. Domnievame sa, že na ich vznik okrem kontaktnej metamorfózy mali vplyv i hydrotermálne roztoky.

179 Drobnolaminované kremeno-sericitické a grafiticko-sericitické fility

V súvrství Bystrého potoka sú plošne najrozšrenejšou litofáciou. Mohutné pásmo približne z.–v. smeru v šírke 1,5 km sa tiahne od Nižnej Slanej smerom na Betliar, Heckerovú do Bystrého potoka. Odtiaľto sa pruh rýchde rozširuje, pokračuje ďalej na východ do oblasti smolníckej depresie, kde má maximálne rozšírenie i hrúbku. Komplex drobnolaminovaných fyllitov obsahuje lokálne prímes kyslého vulkanoklastického mate-

riálu /oblasť Nižná Slaná – Bystrý potok na západe a Zbojnícka skala – – Zlatá Idka – Šemša na východe/. Typická je tiež prítomnosť šošoviek karbonátu a tenkých vrstvičiek lydítov.

Opísaný komplex sa podstatou mierou zúčastňuje na stavbe súvrstvia Bystrého potoka, najmä stredných a vrchnejších častí mezorytmu.

178 Nezvrstvené, ojedinele laminované sericiticko-chloritické fylity

Boli zistené v okolí Smolníckej Huty i v úseku medzi Kojšovom a Opátkou, kde vystupujú na styku s rakoveckou skupinou. Obsahujú tenké polohy metaryolitových tufitov. Minerálne zloženie: kremeň, chlorit, sericit. Štruktúra je mikrolepidoblastická.

177 Skrytovrstvnaté sericiticko-grafitické fylity, lokálne s impregnáciami pyritu

Tvoria viac-menej súvislé, nie veľmi široké pásmo východo-západného smeru, vystupujúce uprostred drobnolaminovaných fylitov, do ktorých vertikálne a laterálne pozvoľne prechádzajú. Tieto horniny vyvinuté vo fácií tmavých bridlíc obsahujú tenké polohy a šošovky lydítov a karbonátov. Vo východnej časti /medzi Opátkou a Hýľovom/ sa v nich vyskytujú tenké i hrubšie polohy metaryolitových tufitov. Takmer všade tvoria najvrchnejšie časti mezorytmu súvrstvia Bystrého potoka. O.Čorná /1972/ našla v týchto horninách pri Betliari, Čučme a Smolníckej Píle spóromorfy, poukazujúce prevažne na vrchnosilúrsky vek. Fyllity majú podobné minerálne zloženie i štruktúru ako obdobné horniny opísané vo vlačovskom súvrství.

176 Metalydity

175 Kryštalické vápence, miestami ankerity až siderity

Ich výskyty sa koncentrujú na sedimenty fácie tmavých bridlíc, v ktorých vystupujú vo forme šošoviek a tenkých polôh. Vyskytujú sa na Zlatom stole, kde tvoria 50 m hrubé polohy, ale najmä v známom pruhu Hanková – Kobeliarovo – Nižná Slaná – Manó – Betliar – Čučma – Heckendorová – Bystrý potok – Košarisko – Holec. V tomto prahu sa nachádzajú lydity i karbonáty spoločne; ich najčastejší výskyt je vo vrchnej časti skrytovrstvnatých sericiticko-grafitických fylitov, s ktorými sú bud' v ostrom styku, alebo do seba pozvoľne prechádzajú. Východne od Hol-

ca, a to na Kloptani a ďalej na juhovýchod v širšom okolí Zlatej Idky, sa vyskytujú už len lydity.

Petrografický charakter lyditov i karbonátov je zhodný s obdobnými horninami opísanými pri súvrství v lachovskom.

Drnavské súvrstvie

Spodný devón

Vystupuje najmä v južnej časti gelnickej skupiny, kde jeho kontinuita voči stratigrafickému podložiu nebola prerušená smolníckym zlomom, pretože v týchto častiach sa zlom postupne vytráca. Južný okraj drnavského súvrstvia lemuju väčšinou mladopaleozoické a mezozoické komplexy. V oblasti Štósu v jeho nadloží vystupuje štóske súvrstvie. Na východe je prikryté uloženinami kašickej štrkovej „formácie“. Na severnej gemerike je drnavské súvrstvie mohutne vyvinuté iba východne od smolníckeho zlomu, kde sa stýka s rakoveckou skupinou. K drnavskému súvrstviu bol priradený i horninový súbor gelnickej skupiny v najzápadnejšej časti mapy regiónu, medzi Jelšavou a Sirkom.

Drnavské súvrstvie je mocný sedimentárno-vulkanogénny flyšový súbor, v ktorom sa regionálne výrazne prejavujú obidve prínosové oblasti. Bazálne členy sú znova vyvinuté zo sedimentov distálnej podzóny ortoflyšu. Tvoria s ostatnými sedimentmi menšie čiastkové mezorytmy /piaty a šiesty mezorytmus v zmysle L.Snopku 1972/, ktoré spolu s vulkanickými členmi vytvorili asymetrickú litologickú stavbu drnavského súvrstvia vo vzťahu k osi bočnej prínosovej oblasti.

Vo východnej časti územia je drnavské súvrstvie vyvinuté v dvoch zonach, severnej a južnej, kde sa podstatnou mierou zúčastňuje na stavbe veľkej antiklinoriálnej štruktúry. Bazálna časť je mohutne vyvinutá a tvorená hrubopiesčitými sedimentmi, lokálne s obsahom mikrokonglomerátov. Prechod bazálnych hrubožrných pieskovcov do jemnejších sedimentov nadložia je rýchly. Vrchné časti mezorytmov sú zložené z lamičovaných meta-pieskovcov a fyllitov, lokálne s polohami lyditov. V najzápadnejšej časti výskytov, medzi Rožňavou a Sirkom, sa vyskytujú v najjemnejších sedimentárnych fáciách i karbonáty. Vulkanizmus v priebehu sedimentácie drnavského súvrstvia mal pulzačný charakter, s dvoma maximami. Prevládajúcim materiálom bol pretransportovaný vulkanoklastický materiál, premiestňovaný a ukladaný v sedimentačnom bazéne spolu s ostatným epiklastickým detritom. Výlevné formy boli zistené len sporadične.

dicky. Prevažná časť vulkanoklastík a vulkanitov patrí ryolitovo-kerato-fýrovej formácií. Každý z dvoch spomenutých vulkanogénnych cyklov bol ukončený bázickými členmi – bazaltmi a hlavne ich redeponovanými vulkanoklastickými ekvivalentmi.

Uloženie drnavského súvrstvia je mierne $25-45^{\circ}$ k severu /v severnej časti/ i k juhu /v južnej časti/, je teda súčasťou oboch ramien veľkej antiklinálnej štruktúry. Záverom možno konštatovať, že sedimentárno-vulkanogénny komplex drnavského súvrstvia predstavuje najvrchnejší stratigrafický horizont gelnickej skupiny. Na základe výsledkov palinologického skúmania /O.Čorná-L.Kamenický 1976, P.Snopková in L.Snopko et al. 1979b/ mu pripisujeme prevažne spodnodevónsky vek.

174 Mikrokonglomeráty

173 Metamorfované kremenné droby

Budujú najspodnejšiu časť drnavského súvrstvia. V západnej časti geomerika pieskovcové členy ležia na metaryolitových tufoch masívu Tureckej alebo na tmavých bridličnatých členoch súvrstvia Bystrého potoka. Vytvárajú tenké polohy i hrubšie súbory /100 m/, ktoré tvoria medzi sebou malé čiastkové rytmus striedajúce sa i s produktmi kyslého vulkanizmu. V prahu Drnava–Pipítka–Úhorná sa metamorfované kremenné droby vyskytujú tiež vo forme polôh v pôvodne piesčitých a flóvitých horninách. Miestami vystupujú mikrokonglomeráty najmä na Rákoši a na južných svahoch Pipítky. M.Máška /1956/ toto súvrstvie v oblasti Pipítky vymedzil ako pipítsku sériu s diskordantným vzťahom k podložiu a pokladal ju za spodnokarbónsku. A.Klinec /1958, 1959/ pipítsku sériu priradil opäť do gelnickej skupiny a označil ju názvom drnavské vrstvy. Východne od smolníckeho zlomu tvoria metamorfované kremenné droby dva pruhy. Ide o jeden lithostratigrafický horizont, ktorý sa podielal na stavbe severného a južného ramena mohutnej klenbovitej štruktúry. P.Grečula /1965/ počíta s komplex metapieskovcov v oblasti Jedľovca za najstaršie známe súvrstvie gelnickej skupiny, ktoré je v podobe vrássového prešmyku nasunuté na S, na mladšie členy /jeho vulkanické súvrstvie/.

Nikde sa však nepodarilo preukázať prevrátené vrstevné sledy, ktoré by sa mali aspoň miestami u izoklinálnych vrás, z ktorých mali neskôr vzniknúť vrássové prešmyky. Všade sú bazálne členy tvorené detritickými sedimentmi distálnej subzóny ortoflyšu, lokálne s obsahom mikrokonglomerátov, ktoré zastupujú proximálnu subzónu.

Metamorfované kremenné droby sú prevažne stredno- až hruboziarnné

horniny. Veľkosť zrín kremeňa dosahuje 2 mm. Typickou prímarou textúrou v nich je normálne stupňované gradačné zvrstvenie.

Mikrokonglomeráty majú polymiktný charakter. V základnej piesčitej hmote sú úlomky kremeňa i kremenných drôb a fyllitov, ktoré dosahujú veľkosť až do 1 cm. Majú charakter intraformačných zlepencov.

172 Metamorfované kremenné droby
v prevahе nad kremennými fyllitmi

171 Kremenné fyllity v prevahе nad metamorfovanými
kremennými drobami

Tento horninový súbor vytvára všeobecne polohy hrubé 10–50 m, v oblasti Drnava–Smolník 100–200 m, v pieskovcovej alebo šlovcovej litofáci; medzi týmito horninami sú vzájomné pozvoľné prechody. Vyskytujú sa najmä v pásmе Rožňava–Pača a Drnava–Úhorná–Smolník.

Opisované horniny vytvárajú rytmy malej hrúbky, v horných častiach ktorých je vyvinutý interval paralelnej laminácie. Struktúra hornín je blastopsamitová, granoblastickej a lepidogranoblastickej.

170 Metaryolity a metakeratofýry

V západnej časti sú zoskupené hlavne v oblasti Pače a Úhornej. Východne od smolníckeho zlomu sa vyskytujú v južnej časti sporadicky, avšak severne od rieky Hnilec sú pomerne časté a hrúbka ich polôh a šošoviek dosahuje miestami až 100 m. Takmer všade sú viazané na spodné časti vulkanogénnych súborov. Miestami vyskytujúce sa pozvoľné prechody s vulkanoklastikami potvrdzujú ich efuzívny pôvod.

Ich petrografický charakter je podobný metaryolitom a metakeratofýrom súvrstvia Bystrého potoka a bol už skôr, opísaný.

169 Metaryolitové tufy

168 Metaryolitové tufity

167 Metaryolitové tufy a tufity

Vulkanoklastické horniny drnavského súvrstvia sú sústredené do dvoch pásiem v severnej a južnej časti výskytov gelnickej skupiny. Severná zóna je asi 7 km široká a nachádza sa v oblasti Mníšek n/Hnilcom–Slovinky–Gelnica. Hrúbka komplexu dosahuje až 800 m. Reprezentujú ho

prevažne metaryolitové tufy, iba v malej miere metaryolitové tufity. V južnom pruhu maximálne nahromadenie produktov sa nachádza v oblasti Pača – Úhorná – Smolnícka Huta. Vytvárajú sa telesá hrubé niekoľko sto metrov, smerom východným sa prstovite vytrácajú.

Staropaleozoický sedimentárno-vulkanogénny komplex medzi Sirkom a Jeřavou, ktorý L. Snopko /1972/ priradil k drnavskému súvrstviu, tiež obsahuje hrubú polohu metaryolitových tufov, vystupujúcu na styku zelenkavých fyllitov a karbonátov.

Popolové variety metaryolitových tufov sa vyskytujú v oblasti Pače, východne od Prakoviec a severne od Helcmanoviec. Tvoria väčšinou tenké polohy, ktoré sa viažu na vrchné časti vulkanických súborov.

166 Metaryolitové tufy so zvýšeným obsahom chloritu

Vyskytujú sa iba v severnej časti výskytov drnavského súvrstvia v oblasti medzi Slovinkami, Helcmanovcami a Gelnicou. Ide o bázickejšie variety dacitových alebo až andezitových tufov. Geneticky ich spájame s bázickým vulkanizmom, ktorý sa v severnej časti gelnickej skupiny intenzívnejšie prejavil.

Sú to strednozrnné horniny zelenkavej farby a usmernenej textúry. Štruktúra je blastokryštaloklastická, základná hmota je obohatená o chlorit.

165 Metabazalty

164 Metabazaltové tufy a tufity

V porovnaní s acidnými vulkanitmi sú báziká len nepatrne zastúpené. Vyskytujú sa jednak v severnej časti výskytov drnavského súvrstvia /mezi Mníškom a Hnilcom, Slovinkami a Gelnicou/, jednak v južnej časti v oblasti Lastovičieho vrchu. Báziká drnavského súvrstvia sú jeho normálnou súčasťou, na čo poukazuje ich súhlasné uloženie uprostred kyslých vulkanoklastík a najmä vzájomné pozvoľné prechody bázických a kyslých vulkanoklastík v oblasti Sloviniek a Helcmanoviec. Veľký výskyt bázických hornín a súčasné zjemňovanie sedimentov v oblasti Smolníka nabáda k úvahе, či to nie je odraz intenzívnejšej synsedimentárnej zlomovej tektoniky, v dôsledku ktorej sa tu vytvorila určitá depresia. V nej pravdepodobne dochádzalo k nedostatočnému vetraniu, a tým ku vzniku redukčného prostredia, v ktorom v dôsledku zamorenia H_2S a prostredníctvom vulkanickej činnosti zvýšeného prínosu Fe vznikal pyrit.

Podľa zistenia P.Greculu /1972/ sa na diabázové tufy a tufity medzi Mníškom a Prakovcami viaže stratiformné sírnikové zrudnenie.

Petrografické zloženie metabazaltov, ich tufov a tufitov je blízke metabazaltom a ich vulkanoklastikám z vachovského súvrstvia uvedeného v predchádzajúcom texte.

163 Fialové hematitické fylity

Nachádzajú sa sporadicky vo forme tenkých polôh v acidných vulkanoklastikách a vo fylitoch. Obyčajne sa striedajú so zelenými fylitmi a metabazaltovými tufitmi. Sú geneticky viazané s bázickejším typom vulkanizmu. Ich významnejšie výskyty sú v doline Bodvy medzi Štósom a Medzevom i na severu medzi Helcmanovcami a Slovinkami.

162 Zelenkové kremenné fylity

Boli vymedzené len v severnej časti výskytov drnavského súvrstvia, a to medzi Mníškom a Prakovcami i južne od Kojsova.

Petrografický opis daných hornín je zhodný s obdobnými typmi opísanými pri vachovskom súvrství.

161 Laminované chloriticko-sericitické a grafiticko-sericitické fylity

I v drnavskom súvrství sú drobnolaminované fylity rozšírenou litofáciou a miestami dosahujú pomerne veľkú hrúbku. V južnej časti výskytov drnavského súvrstvia vystupujú vo forme tenkých i hrubších sekvencií, ktoré sa striedajú s piesčitými sedimentmi a metaryolitmi.

Na severu sú drobnolaminované fylity menej vyvinuté. Iba v širšom okolí Gelnice dosahujú väčšie plošné rozšírenie a až 200 m hrúbku. Z nich L.Snopko a kol. /1965/ opísal telesá podmorských zosuvov /obsiahnuté fragmenty intraformačného materiálu dosahujú veľkosť 1–20 cm/.

V západnej časti medzi Turčokom a Sirkom drobnolaminované fylity lemujú severný okraj drnavského súvrstvia na tektonickom styku s ochtinským súvrstvím.

Laminované fylity drnavského súvrstvia sú zastúpené jemnozrnnými šedými, šedozielenskými kremenno-sericitickými, sericitickými, chloriticko-sericitickými a grafiticko-sericitickými fylitmi. Ich petrografická povaha je obdobná ako už pri skôr opísaných súvrstviach.

160 Nezvrstvené sericiticko-chloritické fylity

Tvoria prevažne vrchné časti pôvodne ilovcových komplexov. Vyskytujú sa v súvislom pásmu od Sloviniek po Opátku na styku s rakoveckou skupinou. Podobné fylity sa nachádzajú južne od Hlčmanoviec a v zóne Smolník-Lastovičí vrch, kde sú laterálne zastupované tmavými grafitickými fylitmi.

Pomerne značné rozšírenie dosahujú v západnej časti výskytov drnavského súvrstvia medzi Sirkom a Jelšavou, kde majú hrúbku niekoľko 100 m a podstatnou miernou sa podielajú na stavbe železnícnej a ždiarskej priečnej elevácie /v zmysle T. Gregora a kol. 1976/.

159 Skrytovrstvenaté grafitické a sericiticko-grafitické fylity

Ide o svojrázny, dobre identifikovateľný horninový súbor s typickými litologickými členmi. Na severu vystupujú v dvoch súvislých pruhoch: Perlová dolina – Kojšov a Prakovce – Jedlinka /2 km s. od Kojšova/. Pre tieto horizonty je charakteristický značný obsah vulkanoklastického materiálu, ale aj prítomnosť sedimentov poukazujúcich na vznik podmorskými zosuvmi. Na juhu tvoria fylity široké pásmo Smolnícka Huta – Jedlovec, kde sa laterálne vytrácajú.

Skrytovrstvenaté fylity sú najčastejšie reprezentované sericiticko-grafitickými typmi, zatiaľ čo grafitické fylity tvoria v nich iba menšie polohy. Ide tu o sedimenty vznikajúce v málo vетranom morskom prostredí. Odraz redukčného sedimentačného prostredia sa prejavil aj tvorbou syn-genetického pyritu.

158 Metalydity

Vystupujú hlavne v asociácii s nezvrstvenými fylitmi alebo aj s drobnolaminovanými fylitmi. Vytvárajú v nich tenké vložky alebo i hrubšie šošovky. Medzi Sirkom a Jelšavou tvoria súvislý horizont, ktorý možno sledovať od Turčockého Železníka cez Mačkovú dolinu až k Bradlu. Metalydity ležia v nadloží karbonátov a dosahujú hrúbku 50–100 m. Tenké polohy a šošovky nachádzame v drobnolaminovaných fylitoch v oblasti medzi Drnavou a Úhornou. Na sericiticko-grafitické fylity sú metalydity viazané najčastejšie, a to v úseku Prakovce – Kojšov, kde miestami dosahujú až 200 m hrúbku /A. Lamoš 1969/ a v oblasti Jedlovcu, kde sú to tenké šošovkovité polohy. Pomerne hojne sa vyskytujú aj juhovýchodne od

Hýľova. Metalydity sú v prevažnej miere sústredené do vrchných častí pôvodne ſlovcových komplexov.

157 Kryštalické vápence,
miestami zmenené na ankerity a siderity

Karbonáty v západnej časti gelnickej skupiny tvoria súvislý pruh prebiehajúci od Železníka k Jelšave a Hrádku. Ležia v nadloží metaryolitov a v podloží metalyditov, čo potvrdzujú i banské práce v oblasti Železníka i vrtné práce v Turčockej doline a na Ždiari.

Kryštalické vápence sú väčšinou metasomaticky zmenené na ankerity a siderity.

Na iných miestach drnavského súvrstvia karbonáty neboli zistené.

156 Metamorfované kremenné drôby
v striedení s kremennými fylitmi

Vystupujú na južnom okraji gelnickej skupiny medzi Medzevom a Jasovom, prevažne na ľavej strane rieky Bodvy. Ide o komplex zelenkavých hrubozrnných metamorfovaných kremenných drôb s vložkami kremenných fylitov, ktorý sa nápadne podobá súboru vyčlenenému v okolí Dobšinej ako bazálne súvrstvie rakoveckej skupiny /L.Snopko 1960/. Ich vzťah k horninám nesporne patriacim gelnickej skupine je nejasný v dôsledku silného zasutinovania a prikrytie pliocénymi uloženinami. P.Reichwalder /1969/ ich zaraduje ešte do gelnickej skupiny, ako najvyšší známy horizont drnavského súvrstvia v tejto oblasti, a podľa L.Snopku /1969/ predstavujú bázu šiesteho mezorytmu. Nejasný je aj ich vzťah k mladším útvaram, či už k výskytu hornín rakoveckej skupiny v oblasti vrchu Šugo /k. 487,5/ alebo k mladopaleozoickým sedimentom južne od Medzeva.

Rakovecká skupina

Stredný devón – spodný karbón?

Je to ranovariská, vulkanogénno-sedimentárna formácia. Charakteristická je mohutne vyvinutým subakovým bázickým vulkanizmom, patriacim spilitovo-keratofýrovej vulkanickej formácii. Definoval ju D.Andrusov a A.Matějka /1931/ ako fylitovo-diabázovú sériu. Neskôr ju D.Andrusov /1958/ pomenoval názvom rakovecká séria. Napriek značnému úsiliu pri

pri palinologickom výskume sa dosiaľ nepodarilo paleontologicky doložiť jej stratigrafickú príslušnosť. Predpokladáme jej vek stredný devón – spodný karbón? Vychádzame pritom z dosiaľ preukázanej vrchnej hranice gelnickej skupiny /P.Snopková – L.Snopko 1979/ a časti preukázaného spodného karbónu z oblasti Ochtinej /H.Kozur – R.Mock – H.Mostler 1976/. Litostratigraficky sa rakovecká skupina v severnej časti gemenika skladá zo smrečinského súvrstvia a zo sykavského súvrstvia /Š.Bajaník in Š.Bajaník et al. 1981/. Terénnymi i technickými prácami je doložené, že rakovecká skupina vystupuje v normálnom nadloží gelnickej skupiny a iba v niektorých úsekokach je styk tektonický. Lokálne, v miestach tektonického styku medzi gelnickou a rakoveckou skupinou je smrečinské súvrstvie redukované. Hrúbka rakoveckej skupiny sa predpokladá 1500 až 2500 metrov.

Rakoveckú skupinu v južnej časti gemenika prvýkrát uvádza z oblasti Štósu a južne od Smolníka O.Fusán /1954/. Označujeme ju ako štóske súvrstvie /Š.Bajaník in Š.Bajaník et al. 1981/.

Štóske súvrstvie

Podrobne ho skúmal A.Klinec /1959/, južne od Smolníka J.Havský /1959/ a P.Reichwalder /1970a/. P.Grecula /1965/ ho považuje za súčasť gelnickej skupiny. Vzťah súvrstvia považovaného za súčasť rakoveckej skupiny nie je súčasť voči podložiu jasne preukázaný ako transgresívny a diskordantný, je však rozhodne vyšším stratigrafickým členom než súvrstvie fylitov s metaryolitmi gelnickej skupiny severne od Bodvy /P.Reichwalder 1970a/.

Na základe chýbania, resp. sporadického zastúpenia bázických vulkanických hornín, sa uvažuje /O.Fusán 1954/, že štóske súvrstvie by mohlo reprezentovať spodnejšie časti rakoveckej skupiny, alebo je chýbanie bázických hornín primárne, v dôsledku väčšej vzdialenosťi od aktívnej vulkanickej zóny, a štóske súvrstvie sa časovo zhoduje i s časou sykavského súvrstvia. Hrúbka celého súvrstvia je odhadovaná na 500 až 1000 metrov.

155 Metabazalty

Vystupujú 3 km západne od Štósu tvoriac malé ložné teliesko. Majú celistvý vzhľad a sú mierne stlačené.

DEVÓN — SPODNÝ KARBÓN ?		RAKOVECKÁ SKUPINA	
		smrečinské súvrstvie	prevaha metamorfovaných bridlíc; metabazalty a ich tufy; ojedinelé – vyznievanie vulkanickej aktivity
		sýkavské súvrstvie	zvýšená vulkanická aktivity; prevaha bázických vulkanoklastík nad výlevnými telesami; ojedinelé výskytu acidných vulkanitov a vulkanoklastík – vulkanizmus split – keratofýrovej formácie vložky metamorfovaných bridlíc
		stôšské súvrstvie	metamorfované bridlice, podradne s vložkami metapiškovcov metapiškovce, podradne s vložkami metamorfovaných bridlíc; polohy metabazaltov a ich vulkanoklastík, vzácne acidných vulkanoklastík metamorfované bridlice, ojedinele s polohami bázických vulkanoklastík metapiškovce s vložkami metamorfovaných bridlíc

- 1
 - 2
 - 3
 - 4
 - 5
 - 6
 - 7
 - 8
 - 9
 - 10
 - 11
 - 12
 - 13
 - 14
-

154 Metamorfované pieskovce s kremennými fylitmi

Sú to jemno- až strednozrnné horniny, svetlozelenej a šedozielenej farby, s nevýraznou vrstevnatosťou. Minerálne zloženie hornín: alotriomorfný kremeň veľkosti 0,1–0,3 mm so slabou rekryštalizáciou, plagioklasy /albit, zriedkavejšie šachovnicový albit/ veľkosti 0,1–0,2 mm a intenzívne sericitizované, muskovit, chlorit zastúpený pennínom a sprievodné minerály: zirkón, epidot-zoizit, granát.

153 Laminované sericiticko-chloritické fylity

Horniny výrazne s pásikavou, plošne-paralelnou textúrou /striedanie svetlozelených a šedozielencích vrstvičiek, hrúbka 0,5 až 2 mm/. Dobre je vývinutý systém strižných S_2 plôch, v dôsledku čoho dochádza k mikrovŕaskovaniu laminácie a k tyčinkovitému rozpadu horniny. Časté sú žilky sekrečného kremeňa metamorfného pôvodu.

Štruktúra horniny je granolepidoblastická. Horninu tvorí kremeň, chlorit, sericit, menej albit. Chlorit tvorí súvislejšie zvrásnené agregáty svetlozelenej farby. Živce sú zastúpené v podobe hypidiomorfne obmedzených zrn. Zo sprievodných minerálov je hojný rutil, turmalín, zriedkavejší zirkón. Hojné nepriesvitné minerály zastupuje hematit a magnetit.

152 Šedé sericitické fylity

Od predchádzajúceho typu sa líšia tmavšou farbou, nevýraznou lamiнациou a intenzívnejším vývojom druhotnej / S_2 / bridličnatosti. Textúra hornín je lineárna, plošne-paralelná. Štruktúra mikrogranolepidoblastická. Horninu tvorí jemnozrnný kremeň, sericit a svetlozelený chlorit. Veľkosť zrn je pod 0,01 mm. Pomerne hojný je rudný pigment /hematit?/ viazaný na plochy vrstevnatosti i druhotnej bridličnatosti. Zo sprievodných minerálov je prítomný turmalín, epidot a rutil.

Obr. 6 Litostratigrafická schéma rakoveckej skupiny /zostavil Š.Bajaník/
1 – metamorfované pieskovce, 2 – kremenné fylity, 3 – chloriticko-sericitické fylity,
4 – šedé sericiticko-chloritické fylity, 5 – bázické vulkanoklastiká, 6 – acidné
vulkanoklastiká, 7 – metabazalty a spility, 8 – amfibolity, 9 – metaporfyrické bazalty,
10 – metabazalty s mandľovcovou textúrou, 11 – metamorfované hematitové pieskovce,
12 – metaryolity, metakeratofýry, 13 – gabrodiority, 14 – sericiticko-kremenné fylity

Smrečinské súvrstvie

Vystupuje po celej dĺžke rakoveckej skupiny s výnimkou úseku Kojšov – Klatov, kde je pravdepodobne tektonicky zredukované. Základné horninové typy, ktoré sa podieľajú na jeho zložení, sú zastúpené metamorfovanými pieskovcami, kremennými fylitmi a kremenno-sericitickými fylitmi. Ojedinele pristupujú vložky metabazaltov a bázických vulkanoklastík, sporadicky metaryolity.

151 Metamorfované pieskovce

Vystupujú najmä v spodnej časti súvrstvia, ojedinele i vo vyšších horizontoch. Makroskopicky sú to prevažne jemnozrnné horniny, šedej farby s odtieňmi do žlta a hneda. Prevláda štruktúra granoblastická a lepidoblastická. Základná mozaika je zložená z kremeňa a lotriomorfických tvárov, rozmerov 0,02–0,07 mm. Percentuálne zastúpenie kremeňa sa mení od 70 do 90 %. Ďalšou súčasťou, najmä v sericitických metamorfovaných pieskovcoch, je sericit vystupujúci v nevýrazných, prerušovaných prúžkoch v asociácii s kremeňom. Ojedinele je prítomný chlorit, sporadicky silne saussuritizované plagioklasy. Akcesoricky rutil, zirkón. Z nepriesvitných minerálov pyrit a titanit.

150 Kremenné fylity s metamorfovanými pieskovcami

Sú prevládajúcou fáciou smrečinského súvrstvia. Kremenné fylity sú v prevahе nad metamorfovanými pieskovcami /4:1/. Metamorfované pieskovce svojím zložením zodpovedajú vyššie opísanej fácii. Kremenné fylity sú väčšinou jemnolaminované horniny svetlošedej farby. Z textúr prevláda vlnovito-šaškovkovitá nad rovinnou. V oblasti Sloviniek a Gelnice sú často sekundárne preniknuté karbonátom a kremeňom. Štruktúra hornín je lepidogranoblastická. Podstatnou súčasťou je kremeň /časté zjavy metamorfného dorastania/ a sericit /lineárne, sprehýbané zväzky/. Šmuhotité zákaly sú vyvolané limonitom. Sporadicky je prítomný hematit a albit.

149 Kremenno-sericitické fylity

Zastúpené sú ojedinele, v závere Lacimberskej doliny, hrúbka 5–20 metrov. Textúra rovinná až mierne zvlnená. Často pozorujeme porušovanie /rozstrihovanie/ vrstevnatých plôch priečnou, alpínskou bridličnatostou. Na rozdiel od kremenných fylitov vyznačujú sa zvýšeným obsahom sericitu. Tento vytvára dlhé, lineárne, lokálne detailne zvlnené

pruhov, miestami roztrúsené v jemnozrnnej granoblastickej kremennej hmoty /0,03–0,1 mm/. Na podklade tohto agregátu sporadicky pristupuje chlorit, albit a akcesoricky rutil.

148 Metabazaltové tufy a tufity

Vystupujú v smrečinském súvrství severne od Rejdovej, západne od Hnilca, no najväčšieho rozšírenia dosahujú v území Nálepkovo-Slovinky. Dosahujú hrúbku od 2 m do 25 m. Vyznačujú sa typickými znakmi tufitov. Majú výraznú, jemne pruhovanú iba vzácne mierne sprehýbanú textúru. Najbežnejšia varieta sú tufity karbonatické, kde polohy karbonátu /hrúbka 0,3–1,5 cm/ tvoria lokálne až 35 % celkovej hmoty horniny.

Štruktúra tufitov je hlavnou mierou nematolepidoblastická. Minerálna asociácia: kremeň, sericit, chlorit, aktinolit, albit-oligoklas, kalcit, hematit.

147 Spility a metabazalty

Boli zaznamenané v území medzi Hnilcom a Slovinkami. Tvoria tenké polohy niekoľko metrovej hrúbky. Ide prevažne o afanatické variety. Makroskopicky sú tmavo zelené, miestami preniknuté drobnou sieťou karbonátovo-epidotovo-hematitových žiliek.

Iba v niekoľkých prípadoch, a to u variet jemnozrnných, bola zaznamenaná reliktívna ofitická štruktúra. Minerálna asociácia: albit-oligoklas, obyčajný amfibol, aktinolit, chlorit, epidot, zoizit, kalcit, magnetit, ilmenit.

146 Metaryolity

V smrečinském súvrství na niekoľkých miestach /Hnilec, švedlársky Bukovec, Lacimberská dolina/ sa nachádzajú vložky metaryolitov, hrúbky 2–3 m, laterálne sledované na dĺžku 10–20 m. Makroskopicky sú to horniny plošné, s paralelnou textúrou, druhotne prekremenenedé. Z výrastlíc miestami pozorujeme kremene s výrazným undulóznym zhášaním, po živcoch sú iba pseudomorfózy. Základná hmota má granolepidoblastickú štruktúru /sericit, kremeň, chlorit, apatit, rutil, pyrit, hematit/.

Sykavské súvrstvie

Sykavské súvrstvie buduje podstatnú časť rakoveckej skupiny. Lokálne /Dobšiná, Galmus, Murovaná skala/ je čiastočne zakryté mladšími útvarami.

mi, prípadne je tektonicky čiastočne redukované /najmä v úseku Folkmár-Košice/. Základné kartograficky vyčlenené litologické členy prináležia hlavne do troch skupín: bázické horniny, vulkanoklastické horniny a metasedimenty. Z celkového priestorového rozšírenia bázických hornín vyplýva ich dominantné zastúpenie v západnej časti súvrstvia – v porovnaní s východnou časťou.

145 Metabazalty, spility a zelené bridlice

Subkvály bázický vulkanizmus rakoveckej skupiny charakterizujú prevažne lávové prúdy bazaltov, často premenené na spility. V závislosti na hrúbke prúdov, ich mobilite a ďalších faktoroch, dochádza k vnútornej diferenciácii prúdov premietnutej v štrukturálnom vývoji. V optimálnych podmienkach interné časti prúdov majú ofitickú, prípadne porfyrickú štruktúru /dnes vystupujúce iba v reliktnej forme/. K okrajom prúdov prevláda fácia jemnozrnná a afanatická so zjavmi vezikulácie okrajových častí. Sporadicky bola zaznamenaná i granulácia okrajových častí prúdov. U prúdov malých hrúbok je štrukturálny vývoj jednoduchý, často zastúpený iba jednou fáciou.

Textúra hornín je paralelná, masívna. Južne od Rakovca Š.Bajaník /1975/ opísal i poduškové /pillow/ textúry. Z reliktívnych štruktúr boli zaznamenané: intersertálna, ofitická a porfyrická. V tektonicky exponovaných zónach sú horniny zmenené na zelené bridlice, neuchovávajú sa pôvodné štruktúry ani v reliktnej forme a horniny majú metamorfné štruktúry.

Minerálne zloženie metabazaltov a spilitov: plagioklasy /pretiahnuté a tabuľkovité formy, maximálne dĺžky 1,5 cm/. Bázicita: albit /spility/, oligoklas-andezín /metabazalty/. Z amfibolov je prítomný obyčajný amfibol /rezy paralelné s „c“; chloritizácia a aktinolitizácia, časté je ihličkovité terminálne ukončenie/. Pleochroizmus „A – bledožltá, V – svetlozelená. Zhášanie V/c cca 17°. Objemové zastúpenie chloritu a epidotu – zoizitu je závislé na stupni premeny horniny. V zelených bridliciach prihádza k hlavným zložkám horniny. V niektorých varietach je prítomný drobný, xenomorfný kremeň. Je hlavne sekundárneho pôvodu, no nie je vylúčený i pôvod primárny. Z nepriesvitných minerálov je bežný ilmenit a magnetit.

Minerálna asociácia zelených bridlíc: aktinolit, albit, chlorit, epidot, karbonáty, kremeň, rudné minerály a sprievodné minerály. Štruktúra je najčastejšie lepidogranoblastická.

144 Metaporfyrické bazalty

Sú kartograficky vyčlenené iba v západnej časti výskytu rakoveckej skupiny. Porfyrické výrastlice sú zastúpené amfibolom, zriedkavejšie živcami. Amfiboly patria k radu obecného amfibolu, sú veľkosť 1,5 cm. Výrastlice živcov /plagioklasy/ majú veľkosť 0,3–1 cm. Spravidla majú poliklitickú štruktúru /agregáty epidotovo-zoizitových zrniečok a jemnozrnného kremeňa/. Bázicitu zodpovedajú albitu-oligoklasu. Tlakový fénomén je zvýraznený v protokláze živcov.

Základná hmota má granonematoblastickú štruktúru a nasledovné zloženie: plagioklasy, chlorit /peňnín/, epidot, kremeň /metamorfného pôvodu/, ilmenit, apatit.

143 Metaryolity a metakeratofýry

Na viacerých miestach sykavského súvrstvia vystupujú acidné-intermediárne vulkanické horniny považované za kyslé diferenciáty bázického vulkanizmu /Š.Bajaník 1969/. Sú situované v spodných a stredných časťach sykavského súvrstvia, konformne uložené s okolitými horninami s časťmi pozvoľnými prechodom. Ich hrúbka je od 2–15 metrov.

Pôvodné kremenné keratofýry sú horniny s nevýrazne paralelnou textúrou s rozoznateľnými výrastlicami kremeňa a živcov. Štruktúra je prevažne blastoporfyrická. Výrastlice kremeňa sú väčšinou nepravidelne obmedzené, iba vzácne sú zachované korodované bipyramidálne rezy. Plagioklasy veľkosť 0,5–0,8 mm zodpovedajú albitu, často ruptúrne deformovanému. Čiastočne rekryštalizovanú základnú hmotu tvorí kremeň, albit, šupinky sericitu a albitu.

142 Metamorfované hematitové pieskovce

Vystupujú v sykavskom súvrství rakoveckej skupiny, v jej západnej časti južne od Rakovca /Predný Rakovec/, pri Sykavke, Hnilci a Póraci /Fajfenný hrb/. Sú viazané na fáciu hematitových tufitov, z ktorej zvyšovaním obsahu kremeňa pozvoľne prechádzajú do fácie hematitových pieskovcov. Hematit vytvára polohy, prípadne pigmentáciu v hornine. Metamorfované hematitové pieskovce tvoria niekoľko metrové polohy. Z mineralogického hľadiska je dôležité, že pri metamorfných pochodoch došlo lokálne k zbernej rekryštalizácii hematitu a ku vzniku magnetitu. Predpokladáme, že Fe-mineralizácia je geneticky spätá s bázickým vulkanizmom.

141 Fylity s vložkami metabazaltových tufov a tufitov

140 Metabazaltové tufy a tufity

Vulkanoklastické horniny sú najrozšírenejším horninovým typom v rako-veckej skupine. Vystupujú po celej dĺžke výskytov sykavského súvrstvia.

Tufy možno v podstate rozdeliť na aglomeraticko-brekciu /hydro-vulkanické brekcie v zmysle R.V. Fishera 1960/ a popolové. Priestorovú späťu aglomeraticko-brekciu tufov s podložnými lávovými prúdmi možno konštatovať na viacerých miestach. Smerom do nadložia prechádzajú zvyčajne v popolové tufy a tufity. Veľkosť fragmentov tufov je do 20 cm.

Popolové tufy majú celistvý vzhľad, prípadne sú jemne stlačené, často preniknuté druhotnými žilkami kalcitu. Najčastejšie majú granolepidonematoblastickú štruktúru. Podstatnými súčasťami sú: epidot, chlorit, karbonát, epidot-zoizit, zriedkavejšie nepriesvitné minerály.

Tufity sú charakteristickým členom rako-veckej skupiny. Majú jemne pruhovanú textúru, ktorá je zhodná s pôvodnou vrstevnatosťou. Hrúbka jednotlivých polôh kolíše od 1 mm do niekoľkých cm.

Sfarbenie tufitov je odrazom minerálnej asociácie.

Štruktúra tufitov je hlavne nematolepidoblastická. Minerálne zloženie: klastický kremeň – často metamorfne dorastený, sericit, chlorit, kalcit, epidot-zoizit, plagioklasy aktinolit, nepriesvitné minerály.

V rámci metabazaltových tufov a tufitov sa lokálne vyskytujú vložky fyllitov s nimi pozvoľne späťe, hrúbky od 1 m do 20 m. Sú to typy sericitických, sericiticko-chloritických fyllitov a miestami fialové hematitové fyllity. Tieto zvyčajne vystupujú v späťosti s hematitovými tufitmi.

139 Sericiticko-chloritické fyllity

Sú hlavným predstaviteľom metasedimentov sykavského súvrstvia. Vystupujú hlavne vo vyšších častiach /oblasť Mlyniek, Žakaroviec/ v menšej miere, a to vo východnej časti výskytov rako-veckej skupiny, i v spodných častiach sykavského súvrstvia.

Sú to zelenkasté až zelenosedé horniny s hodvábnym leskom na plochách vrstevnej bridičnatosti. Textúra je rovinná, lokálne vlnitá.

Vrstevné plochy sú často rozstrihované priečnou foliáciou.

Na minerálnom zložení sa podielajú kremeň, sericit, chlorit, sporadicky albit/albit-oligoklas/. Z nepriesvitných a sprievodných minerálov: ilmenit, titanit, magnetit, hematit, limonit a apatit. Prevládajúca štruktúra je lepidogranoblastická.

138 Kremenno-sericitické fylity

V sykavskom súvrství vystupujú najmä v širšom okolí Mlyniek a medzi Žakarovcami – Perlovou dolinou. V porovnaní so sericiticko-chloritickými fylitmi sú podstatne menej zastúpené. Vytvárajú niekoľko metrové, prípadne niekoľko desiatok metrov hrubé polohy, neostro oddelené od okolitých metasedimentov, resp. tufitov.

Sú šedozelené, textúrne totožné so sericiticko-chloritickými fylitmi. Hlavné komponenty horniny – sericit a chlorit – vytvárajú zvlňené, prípadne rovinné pruhy neostro oddelené od okolitej hmoty. Jemnozrnný agregát kremeňa /0,02–0,1 mm/ sa strieda so sericitom a chloritom. V ňom ojedinele pristupuje magnetit a hematit.

137 Vápence

Na styku medzi sericiticko-chloritickými fylitmi a telesom amfibolitu jz. od Košickej Belej vystupuje niekoľko menších šošoviek svetlošedých vápencov.

136 Amfibolity

Sú známe z rakoveckej skupiny z oblasti Dobšinej, Klatova a nedávno boli opísané nové výskyty z Kojšova a Sloviniek.

Uvedené horniny z oblasti Dobšinej opísali viacerí autori /T. Pošewitz 1878, W. Bartels 1910, J. Wolfrich 1913, P. Rozložník 1935/. J. Kamenický /1950/ tieto horniny označuje ako gabrodiority, lokálne premenené dynamometamorfne na amfibolity. L. Kamenický – M. Marková /1957/ v oblasti Dobšinej rozlišujú amfibolické gabrá s primárhou textúrou a kyslejšie diferenciáty zodpovedajúce kremennému dioritu. Amfibolické gabrá sú sprevádzané diferenciačnými produktmi: gabropegmatitmi, gabroaplítmi, melanokrátnym amfibolickým gabrom a kremenným dioritom. Spolu s amfibolickými gabrami sú miestami prítomné i amfibolicko-biotitické diority. Primárne usmernené amfibolické gabro podľa L. Kamenického a M. Markovej vystupuje i u Klatova, kde ostatné nimi uvedené variety z oblasti Dobšinej sú prítomné iba ojedinele. Znamená to teda, že posledne menovaní autori považujú tieto horniny za výlučne intruzívne. M. Máška /in M. Máška – V. Zoubek 1961/ považuje kremenné diority za relatívne mladšie, pretože uzatvárajú fragmenty amfibolitov.

Diametrálne odlišný názor na genézu týchto hornín vyslovil L. Rozložník /1961/. Podľa tohto autora ide pôvodne o horniny rakoveckej skupiny, ktoré v dôsledku prenikajúcich granitizujúcich látok boli va-

riský mezo- až katametamorfované. Valúny týchto hornín sa už nachádzajú v karbónskych zlepencoch. Rozlišuje: amfibolity, lokálne s prúzkami plagioaplitov a žulových aplitov a pegmatitov, amfibolové bridlice a biotiticko-amfibolické a biotitické ruly.

K podobnej interpretácii genézy amfibolitov v oblasti Nižného Klateva dospel P.Grecula a I.Dianiška /1977/. Vek premeny však považujú za alpínsky, pravdepodobne vrchnokriedový. Autori tu rozlišujú amfibolity /objemové dominujúci typ/, biotitické a amfibolicko-biotitické ruly.

Skúmaním genézy amfibolitov /Š.Bajaník-D.Hovára 1981/ bolo preukázané, že sú produktmi regionálnej metamorfózy. Vek metamorfózy je rádiometrickým datovaním doložený ako hercýnsky, predvrchnokarbónsky /B.Cambel a kol. 1980, J.Kantor 1980/.

Kartograficky vyčlenené fácie označené za amfibolity, lokálne v nepodstatnom množstve obsahujú i vložky pararúl.

Amfibolity sú horniny s prevažne plošne paralelnou textúrou, grano-nematoblastickou štruktúrou. Podstatnou súčasťou je amfibol niekoľkých generácií, dve generácie plagioklasu /1. generácia: oligoklas – andezín, 2. generácia:albit/, drobný xenomorfný kremeň a epidot. Lokálne je percentuálne zastúpenie kremeňa vyššie. Zo sprievodných minerálov je prítomný apatit, rutil a ilmenit. Vzácne sa uvádzajú biotit a metamorfný granát /L.Kamenický-M.Marková 1957/.

135 Amfibolity a ruly

Hoci používame toto označenie pre fácie v oblasti Dobšinej, sme si vedomí existencie ešte niektorých nevyjasnených genetických otázok okolo týchto hornín.

Ako bolo uvedené, L.Kamenický-M.Marková /1957/ ich považujú za diferenciačné produkty. L.Rozložník /1965a/ podstatnú časť týchto hornín pripisuje do rulového komplexu. Základnú minerálnu asociáciu tvorí: obyčajný amfibol, plagioklas /albit-oligoklas/, kremeň, biotit a granát. Zo sprievodných minerálov titanit, apatit, zirkón, ilmenit. Zo sekundárnych minerálov je častý chlorit, ako produkt premeny amfibolov a biotitu, ďalej je prítomný aktinolit /premena amfibolov/, sekundárny kalcit a kremeň.

134 Gabrodiarity

Vystupujú vo forme menších telies na niekoľkých miestach rakoveckej skupiny /napr. Babiná, Šajkán/. Predpokladáme, že ich výstup je spojený so záverečnou etapou jej vývoja.

Sú to prevažne strednozrnné, všesmerne zrnité horniny, lokálne mierne stlačené. Miestami pozorujeme zachovanú hypidiomorfú štruktúru. Minerálne zloženie: obyčajný amfibol, premenené plagioklasy /saussuritizácia/ – oligoklas, kremeň. Zo sekundárnych minerálov je prítomný chlorit, epidot, zoizit, karbonát, zo sprievodných apatit a rutil, z nepriesvitných titanit a hematit.

133 Serpentinity

Z oblasti Klatova ich opísal I.Dianiška a J.Hurný /1977/. Lemujú v úzkom prahu južnú časť klatovského amfibolitového telesa. Ich vzťah k okolitým horninám je nejasný, najskôr tektonický. Teleso je intenzívne postihnuté procesmi serpentinizácie i pozdejšimi tektonometamorfími a rekryštalizačnými pochadmi. Primárna minerálna asociácia bola degradovaná za vzniku serpentínových minerálov, sekundárneho magnetitu, hematitu, ďalej mastenca, amfibolu a karbonátu. Z primárnej minerálnej asociácie sú zachované iba chrómspinely.

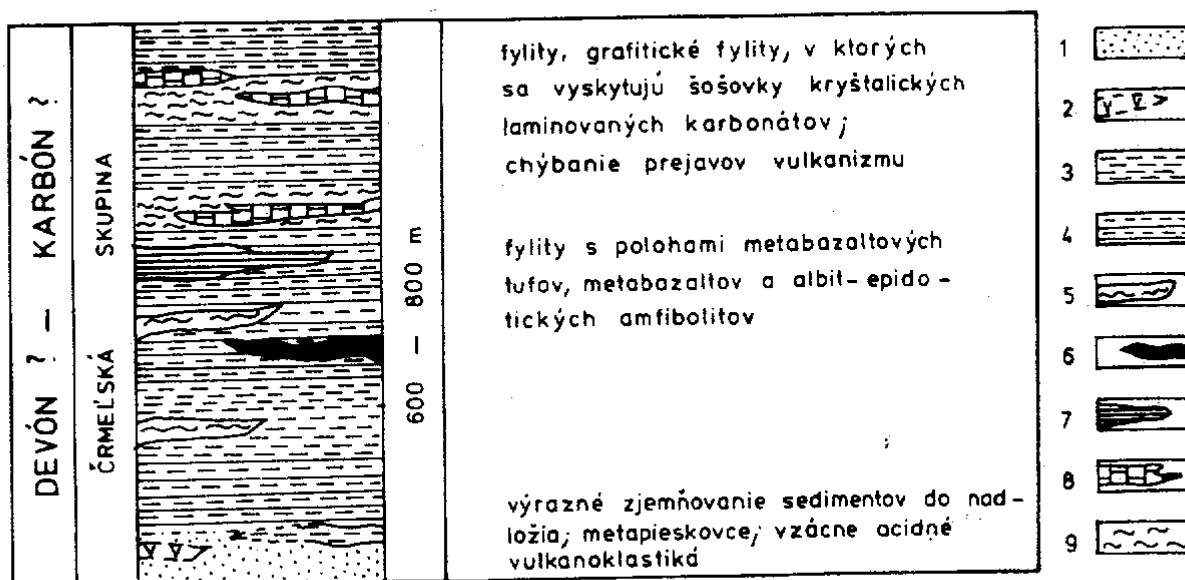
Črmeľská skupina

Devón ? – karbón ?

Vystupuje v území medzi V.Folkmárom a Košicami. Je budovaná prevažne metasedimentmi /pôvodne piesčito-slovité sedimenty, lokálne s grafitickou substanciou a karbonátkami/, doprevádzanými ojedinele bázickými vulkanickými horninami a ich vulkanoklastikami.

Názory na stratigrafickú príslušnosť črmeľskej skupiny sú nejednotné, čo vyplýva hlavne z nedostatku paleontologických dôkazov.

Niektoři autori ju považujú za ekvivalent gelnickej skupiny /P.Grečula a kol. 1977/, rakoveckej skupiny /J.Slavkovský in S.Jacko a kol. 1975/, prípadne spodného karbónu /O.Fusán 1958, S.Jacko 1975, E.Kadlec 1968/. Z litofaciálnej analýzy hornín, ako i z pozičných vzťahov voči nadložným, vrchnokarbónskym členom vylučujeme koreláciu črmeľskej skupiny s gelnickou. Predpokladáme skôr rozsah devón–karbón, čo bude treba doložiť ďalším paleontologickým skúmaním.



Obr. 7 Litostratigrafická schéma črmeľskej skupiny /zostavil Š.Bajanišk/
 1 – metamorfované pieskovce, 2 – acidné vulkanoklastiká, 3 – sericitické fyllity, 4 – sericiticko-chloritické fyllity, 5 – metabazaltové vulkanoklastiká, 6 – metabazalty, 7 – albitovo-epidotické amfibolity, 8 – karbonáty, 9 – grafitické fyllity

132 Sericitické a sericiticko-chloritické fyllity s polohami grafitických fyllitov

Sú prevládajúcou litofáciou črmeľskej skupiny. Vyznačujú sa tenkodaskovitou odlučnosťou. Farebné odstiene jednotlivých typov sú závislé na pomernom obsahu sericitu /chloritu/, bituminóznej zložky a kremeňa. V priamej závislosti na objemovom zastúpení jednotlivých minerálov v hornine mení sa typ štruktúr – sú zastúpené prevažne granolepidoblastickými a lepidogranoblastickými. Minerálna asociácia: kremeň, sericit, chlorit, bituminózna substancia, rutil, rudný pigment a drobné zrnká hematitu.

131 Magnezity

V črmeľskej skupine pri Kavečanoch vystupuje menšie teleso svetlých vápencov, ktoré sú metasomaticky zmenené na magnezit.

130 Vápence

Vápence v črmeľskej skupine vytvárajú polohy hrúbky od niekoľko cm do 5 metrov. Sú väčšinou s laminami grafitických fyllitov, výrazne

zvrstvené, s plôšne paralelnou textúrou, iba ojedinele mierne zvlnenou. Pozvoľne prechádzajú do okolitých hornín, zvyčajne prechodnej fácie, vápnitých fylitov.

129 Metabazalty, zelené bridlice, lokálne epidotické amfibolity

Metabazalty vystupujú prevažne v spojnosti s vulkanoklastikami, prípadne tvoria samostatné menšie telesá, maximálnej dĺžky niekoľko desiatok metrov.

Sú to svetlozelené, jemnozrnné horniny, celistvé, miestami slabo stlačené. Iba vzácne pozorujeme blastoofitickú, prípadne blastoporfyrickú štruktúru. Fenokrysty tvorí uralitizovaný obyčajný amfibol. Ďalej sú prítomné saussuritizované plagioklasy /albit-oligoklas/, chlorit, epidot, kremeň, kalcit a rudné minerály.

Lokálne, v tektonicky expoňovanejších zónach pozorujeme, že pôvodne efuzívne, pravdepodobne i vulkanoklastické horniny sú premenené na amfibolity. Vyznačujú sa nevýrazne pásikavou textúrou. I mikroskopicky prednosťná orientácia, hoci identifikovateľná, je nevýrazná. Lokálne u väčších telies pozorujeme, že okrajová fácia má prednosťnú orientáciu minerálov /hlavne amfibolu/, stredná časť má zachovanú blastoofitickú štruktúru /S.Jacko 1975/. Hlavným minerálom hornín je obyčajný amfibol, dosahuje až 80 % objemu horniny. Ďalej je prítomný plagioklas /oligoklas/, chlorit, apatit, kremeň, epidot-zoizit a rudné minerály.

128 Metabazaltové tufy a tufity

Metabazaltové tufy a tufity najväčšieho rozšírenia dosahujú v oblasti Košických Hámrov, smerom ku Košiciam sú už v menšom zastúpení. Tvoria polohy hrúbky od 0,5 do 10 metrov, konformne uložené i deformované s okolnými metasedimentmi.

Metabazaltové tufy sú šedozielene, majú zvyčajne blastokryštaloklastickú štruktúru, doskovitú odlučnosť a nasledovné zloženie: silne chloritizovaný amfibol, kremeň, albitizované plagioklasy, epidot, aktinolit, chlorit, kalcit a rudné minerály.

Metabazaltové tufity majú prúzkovanú textúru. Sfarbenie je odrazom obsahu príslušných zložiek. Štruktúra je granolepidoblasticá. Zloženie: kremeň, uralitizovaný amfibol, saussuritizované plagioklasy, chlorit, epidot-zoizit, titanomagnetit a hematit.

Dobšinská skupina

Karbón

Po hlavných variských vrásnivo-metamorfických pochodoch /bretónska fáza/ došlo opäť k plytkomorskej sedimentácii v pôvodne externejších častiach exponovanej orogénnej zóny. S nerovnakou časovou postupnosťou nastala i výrazná transgresia na jej zvrásnené a metamorfované centrálne časti. Severogemeridný sedimentačný priestor, ktorý vznikol s okrajom vyvrasňovanej centrálnej časti geosynklinálnej zóny, má zachovaný najkompletnejší vývojový sled. Bazálne, v prevahе morské sedimentárne komplexy s obsahom produktov predovšetkým bázického vulkanizmu, tvoria dobšinskú skupinu súvrství /Š.Bajaník-A.Vozárová in Š.Bajaník et al. 1981/. Dobšinská skupina zahŕňa terigénne, vulkanoterigénne a karbonátové sedimentárne fácie, sedimentované v morskom, deltovo-morskom a deltovom sedimentačnom prostredí. Významnými lithostratigrafickými horizontmi sú telesá magnezitov, bázické vulkanity a vulkanoklastiká i horizont hrubozrnných polymiktných zlepencov. Celú dobšinskú skupinu delíme na štyri súvrstvia: ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské /Š.Bajaník-A.Vozárová in Š.Bajaník et al. 1981/. Definície jednotlivých súvrství, ich priestorové rozšírenie i pozícia v lithostratigrafickom sledе sú rozvedené pri príslušnom opise.

Pre riešenie stratigrafického začlenenia dobšinskej skupiny sú doposiaľ jediným vodidlom nálezy karbónskej fauny a flóry z lokalít Dobšiná, Ochtiná, Jelšava, Ľubeník, Ratkovská Suchá, Rudňany, Chyžnianska Voda, Divina, Ružina a Podrečany.

Prvé nálezy fauny a flóry pochádzajú z oblasti Dobšinej. Boli opisované viacerými autormi, avšak najpodrobnejšie spracované v monografii Gy.Rakusza /1932/. Faunu porovnal s moskovom /samárske vrstvy - vestfál C/. Oproti tomu zvyšky flóry od Dobšinej parallelizuje J.Šusta /1931/ s karbónskymi vrstvami II-III ostravskej panvy a zaraduje ich do vestfálu A-B. Neskôr J.Vachtl /1938/ našiel i pri Rudňanoch zvyšky flóry, z ktorej F.Němejc určil 8 druhov a vekove ich zaradil do vestfálu B alebo až spodného vestfálu C. Na základe nových zberov B.Bouček-A.Přibyl /1958/ zaradujú spodnú časť fosiliférnych vrstiev z lokality Dobšiná do vestfálu B a vrchné časti, kde sa striedajú polohy s faunou a flórou, na bázu vestfálu C.

Že fauna z oblasti tzv. magnezitového karbónu /pruh Ochtiná-Podrečany/ je odlišná od fauny z Dobšinej, konštatoval už B.Bouček a F.Ulrich /1931/ i F.Heritsch /1934/. Po prehodnotení exemplárov archivo-

vonej fauny a určenie nových zberov z tejto zóny dospel B. Bouček a A. Pribyl /1960/ k názoru, že vrstvy zviazané s telesami magnezitov patria namúru B-C, a teda sú staršie než vrstvy s faunou od Dobšinej. V poslednom období, na základe konodontovej fauny nájdenej v starom magnezitovom lome pri Ochtinej, sa upresňuje vek bazálnych častí týchto vrstiev na najvrchnejší visén-serpuchov /namúr A; H. Kozur-R. Mock - H. Mostler 1976/. Výsledky palinologického skúmania sú uvedené pri opise jednotlivých súvrství.

V mladšom paleozoiku gemerika vystupujú fácie rôzneho stupňa premeny /anchi- až epimetamorfóza/. Ich priestorová späťosť je často taká zložitá, že jednotlivé fácie nemožno kartograficky vyjadriť. Vyplýva to hlavne z pozície mladšieho paleozoika v okrajových, tektonicky namáhaných častiach gemerika. Preto sú tieto skutočnosti zohľadnené pri opise príslušných horninových typov.

Ochtinské súvrstvie

Geograficky je rozšírené od Ochtinej na JZ, cez Ľubeník, Bradno až k Lovinobani. Najvýraznejším litologickým členom ochtinského súvrstvia sú telesá magnezitov. Preto bolo v literatúre často označované ako magnezitový karbón /podľa L. Zelenku 1927/.

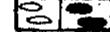
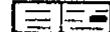
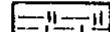
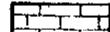
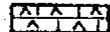
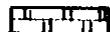
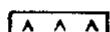
Lemuje po celom juhozápadnom obmedzení tektonickú jednotku a je v tektonickom styku s tektonickou jednotkou vepríka pozdĺž lubenícko-margecianskej línie. Na základe faunistických a litologických znakov bolo O. Fusánom /1957/ odlišené od ostatných výskytov karbónu ako fácia ochtinsko-podrečianska.

Najkompletniejsie je ochtinské súvrstvie zachované v profiloch južne od k. Miková cez vlastné ložisko Dúbrava, severne od Jelšavy.

Najbazálnejšimi zachovanými litologickými členmi sú tmavosivé a zelenosivé bridličnaté pieskovce, ktoré v oblasti na J od k. Magura prechádzajú pozvoľne do sivých zlepencov. V ich nadloží je súbor piesčitých a grafitických fyllitov, v ktorých sa nachádzajú ložné telesá metabazaltových tufov a tufitov i ojedinelé telesá serpentinizovaných ultrabázik /A. Abonyi-M. Abonyiová 1962/. V nadloží týchto drobných vulkanických telies sa vyskytujú tenké polohy magnezitov so žilkami mastenca.

V oblasti k. Miková vystupuje nad týmto komplexom pomerne mohutná poloha bázických vulkanitov. Tvorí viac menej súvislý pruh v dĺžke asi 10 km /od vlastného ložiska takmer po hrebeň Hrádok/. Najväčšia hrúbka prahu je 200 m. V jeho nadloží vystupujú šedé fyllity, v ktorých

K A R B Ó N	DOBŠÍNSKÁ SKUPINA	ochtinské súvrstvie	rudná súvrstv.	8 - 170 m	drobozrnné zlepence, pieskovce s vložkami bridlíc hrubozrnné až balvanovité zlepence, lokálne pieskovce
			zálatnické súvrstvie	150 - 400 m	dolomity, magnezity grafitické fyllity s vložkami dolomitických vápencov metabazalty, albit - epidotické amfibolity metabazaltové tufy, tufity, fyllity, ojedinele šošovky magnezitov fyllity, lokálne s prímesou bázického vulkanoklastického materiálu
			hámorské súvrstvie	250 - 300 m	metabazalty a ich vulkanoklastiká striedané s jemnozrnnými metasedimentmi, ktoré sú laterálne vystriedané jemnozrnnými metasedimentmi a rekryštalizovanými karbonátmi s prímesou bázického vulkanoklastického materiálu pieskovce, fyllity, lokálne karbonáty
					striedanie sedimentačných cyklov zložených z drobozrnných piesčitých zlepencov, pieskovcov a bridlíc; v bridliciach lokálne tenké medzivrstvicky antracitu

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 
- 12 
- 13 
- 14 

sa postupne objavujú polohy dolomitov, dolomitických vápencov, ktoré prechádzajú do magnezitových telies.

Predpokladaná hrúbka ochtinského súvrstvia je 1000–1400 m.

Vek ochtinského súvrstvia bol stanovený na základe nálezov fauny trilobitov a brachiopódov – namúr B–C /B.Bouček–A.Pribyl 1960/. Novšie na základe konodontov bol upresnený ako najvrchnejší visén – namúr A /H.Kozur–R.Mock–H.Mostler 1976/. Všetky nálezy fauny pochádzajú z podložia magnezitových telies alebo priamo z nich /lokality: Ochtiná, Lubeník, Ratkovská Suchá/. Nepodarilo sa doteraz paleontologicky doložiť vek v podloží magnezitového komplexu. Kedže vek horizontu s magnezitmi zasahuje až do najvrchnejšieho visénu, treba predpokladať, že rozpätie veku ochtinského súvrstvia bude zasahovať v značnej miere do spodného karbónu.

Všeobecné sedimenty ochtinského súvrstvia sú regionálne metamorfované. Stupeň metamorfózy dosahuje metamorfnú fáciu zelených bridlíc. Z jednotlivých skupín sedimentov vznikajú pri metamorfnej premene nasledujúce minerálne asociácie:

- A. Úlovce: kremeň-epidot-muskovit-chlorit-granit+rutil, turmalín. K vývoju xenoblastov albitu, chloritoidu a kryštálov stilpnomelánu dochádza sporadicky.
- B. Pieskovce: kremeň-albit-epidot-muskovit-chlorit+stilpnomelán, podradne grafit, rutil, turmalín.
- C. Bázické vulkanické a vulkanoklastické horniny: albit-epidot-chlorit-zoizittaktinolít.

Vzácne sú niektoré bázické vulkanity zmenené až do fácie albitovo-epidotických amfibolitov, za vzniku asociácie minerálov:

albit-epidot-titanit-obecný amfibol

127 Metamorfované piesčité zlepence

Známe sú z výskytov južne od k. Magura, západne od Ochtinej. Sú späťe pozvoľnými prechodmi s komplexom metamorfovaných šedých pieskovcov a fyllitov.

Obr. 8 Litostratigrafická schéma dobšinskej skupiny /zostavila A.Vozárová/

1a – strednozrnné zlepence, 1b – hruboziernné až balvanovité zlepence, 2 – drobnozrnné zlepence, 3 – pieskovce /metapieskovce/, 4 – striedanie bridlíc /fyllitov/ a pieskovcov /metapieskovcov/, 5a – fyllické bridlice, fyllity, 5b – bridlice s medzivrstvičkami antracitického uhlia, 6 – fyllity s laminami karbonátového materiálu, 7 – kryštalické vápence, 8 – kryštalické vápence s líniami grafitového materiálu, 9 – kryštalické vápence s prímesou bázického vulkanoklastického materiálu, 10 – dolomity, 11 – magnezity, 12 – metabazaltové tufy, tufity, 13 – metabazalty, albitovo-epidotické amfibolity, 14 – podložie – rakovecká skupina

Metamorfované zlepence sú sivé, zložené predovšetkým z valúnov kremeňa /valúny veľkosti 1–2 cm/. M. Mišík /1953/ opisuje z týchto zlepencov i valúny pieskovca a aplitickej žuly.

Valúnový materiál je silne tlakovo deformovaný. Základná hmota – – metamorfne rekryštalizovaná – je zložená z kremeňa, sericitu a grafitu. Zlepence obsahujú intraklasty grafitických bridílcov.

126 Metamorfované pieskovce a fylity

Šedé, tmavošedé horniny s výrazne bridličnatou textúrou. Metamorfované pieskovce sú výraznejšie zastúpené v spodných častiach ochtinského súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia, hlavne na úrovni magnezitového horizontu, vznikali pôvodné jemnozrnné sedimenty metamorfne zmenené na fylity sericitické, sericiticko-chloritické a grafitické.

Metamorfované pieskovce majú štruktúru blastopsamitovú, lepidogranoblasticú. Minerálne zloženie piesčitej frakcie: prevláda kremeň, vedľajšou stavebnou zložkou sú plagioklasy /An₁₄₋₂₈/, draselné živce, šachovnicové albity, sporadicky klastická slúda a fragmenty grafitických bridílcov. Vzácne sa našli zrná lyditov. Základná hmota pieskovcov je metamorfne rekryštalizovaná, mikrolepidogranoblastickej štruktúry, zložená z kremeňa, sericitu, chloritu, miestami grafitu, epidotu a karbonátu.

Fylity majú typickú textúru s dobre vyvinutými plochami foliácie. Najbežnejšou asociáciou nízkometamorfných minerálov je: kremeň, sericit, chlorit, grafit a rutil submikroskopickej veľkosti.

Pomerne častý je epidot, pyrit a zrná karbonátov. K zriedkavejším minerálom patrí stilpnomelán a xenoblasty albitu. Pôvodná klastická piesčitá prímes sa lokálne zachovala v podobe silne deštruovaných zŕn kremeňa a živcov. Okolo deformovaných zŕn živcov dorastá nízkometamorfný albit.

125 Serpentinity

Tvoria drobné telesá uložené konformne v okolitých metasedimentoch. Boli opísané z výskytov v oblasti západne od Ochtinej /M. Mišík 1953, A. Abonyi – M. Abonyiová 1962/, jedno teleso severovýchodne od k. Veľká Štef, druhé, o niečo menšie, v Skališnej doline. Na tomto telesu serpentinitu opisuje M. Mišík /1953/ reakčný lem asi 1 cm hrubý. Podľa jeho názoru toto teleso preráža okolité fylity. Ďalšie pomerne veľké telesá serpentinitu vystupujú na lokalite Breznička a severne od Ploského. Tieto podrobnejšie petrograficky spracoval D. Hovorka a J. Zlocha /1971/.

Serpentinity sú modrozelené, celistvé, na okrajových častiach telies

zbridličnaté. Teleso serpentinitu z oblasti Ploského má smernú dĺžku asi 1000 m, hrúbku 100–300 m, úklon 60–80° na JV. Nie je vylúčené, že je vek serpentinitov alpínsky a ich súčasné vystúpovanie tektonické.

124 Chloritické fylity

Majú šedozielenu farbu. Najmohutnejšie sú vyvinuté v oblasti sz. od Ploského /Za Lazy/. Veľmi často však tvoria tenké polohy medzi ostatnými typmi metasedimentov, hlavne vo vnútri horizontu s bázickými vulkanickými telesami. V predmetamorfnom štádiu predstavovali jemnozrnné sedimenty s prímesou bázického vulkanoklastického materiálu.

Textúra chloritických fylitov je bridličnatá, štruktúra lepidoblastická, granolepidoblastická, mikrovŕaskavá. Asociácia nízkometamorfných minerálov: chlorit, kremeň, sericit a sporadicky drobné xenoblasty albitu. Len podradne sú zachované reliktové klastické zrny kremeňa a plagioklasu piesčitej zrnitosti, obvykle s metamorfnými lemami.

123 Metabazaltové tufy a tufity

Sú známe z výskytov severne od Bradna a Rovného severozápadne od Ploského, západne od Turčoka a na drobných výskytoch severovýchodne od k. Miková, západne od Ochtinej. Majú zelenú, šedozielenu farbu a výrazne metamorfne usmernenú textúru. Všeobecne sú menili do metamorfnnej fácie zelených bridlíc, za vzniku asociácie minerálov – albit, epidot, chlorit. Len vzácne sú zachované reliktové pôvodnej vulkanoklastickej štruktúry v podobe kataklastických deformovaných a silne zmenených kryštaloklastov plagioklasov. Podstatná časť štruktúry týchto hornín je zložená z usmerneného agregátu chloritu, rutilu, karbonátu, sericitu, epidotu-zoizitu. Porfyroblasty sú tvorené nezdvojčatenými, prípadne jednoducho dvojčatne lamelovanými blastami albitu. Priebežným minerálom sú idiomorfne kryštály pyritu. K pôvodnej minerálnej asociácii patria kryštály leukoxenizovaného ilmenitu.

122 Amfibolity, lokálne metabazalty

V ochtinskom súvrství vystupujú vždy v podloží horizontu s telesami magnezitov. Tvorili pôvodne pravdepodobne výlevné telesá doprevádzané vulkanoklastickými sedimentmi. Najväčšie z nich sa nachádza v oblasti ložiska Dúbrava-Miková. Ďalšie výskyty, v pokračovaní na juhozápad, sú východne od Turčoka a v území medzi Sirkom a Bradnom.

Podľa A. Abonyho /1970/ pruh bázických hornín medzi k. Miková

a Hrádkom je zložený z výlevných i vulkanoklastických hornín. Vulkanoklastické sedimenty sa vyskytujú hlavne v nadložnej časti na styku so sericiticko-grafitickými fyllitmi. Tam, kde je hrúbka tohto vulkanického telesa menšia, má teleso petrografický charakter metabazaltu /M. Maheľ 1954/. V miestach, kde má väčšiu hrúbku /100–200 m/, má v centrálnej časti hypidiomorfne zrnutú štruktúru /M. Mišák 1953/. To bolo hlavným dôvodom, prečo ho mnohí autori opisovali ako gabroamfibolit a paralelizovali ho s dioritovým a amfibolitovým masívom z oblasti Dobšinej. Štruktúra zrnutých variet je v reliktoch doleritová. Parfyrické výrastlice tvoria silne premenené plagioklasy. Základná hmota je premenená, zložená z chloritu, epidotu, kalcitu a reliktov tenkých líst plagioklasov. Bežné sú veľké kryštály ilmenitu.

121 Metamorfované dolomitické vápence a dolomity

Vystupujú spolu s komplexom grafitických fyllitov v podloží magnezitových telies, alebo tvoria čisto karbonátové polohy v ich vnútri. Práve v týchto horninách sa našli spoločenstvá fauny. Vrstevnatosť je obvykle zvýraznená laminami alebo medzivrstvičkami grafitických bridíci.

Karbonáty majú kryštalickú, granoblastickej štruktúru, často s tlakovými laminami. V intergranulárnych priestoroch býva niekedy koncentrovaný grafit. V polohách, ktoré boli pôvodne tvorené vložkami ílovcov s bituminóznou prímesou, sú relikty detritických úlomkov karbonátov. Intraklasty čiernych bridíci boli pozorované vo vrstvičkách dolomitických vápencov. Z ostatných minerálov bol zistený kremeň, sericit a pyrit. V grafických bridliciach, ktoré sú asociované s dolomitmi a dolomitickými vápencami, možno pozorovať laminárne striedanie dolomitových a na grafit bohatých prúžkov. Okrem toho je bežná prítomnosť chloritov /podľa analýz J. Turana a L. Vančovej 1979 – zo skupiny penninu – klichnochlóru a leptochloritov/, kremeňa, sericitu a pyritu.

120 Magnezity

Magnezitové ložiská tvoria výrazný stratiformný horizont vo vrchnej časti ochtinského súvrstvia. V priestore zobrazenom na mape sa nachádzajú v oblastiach Ochtiná, Hrádok-Hŕbky, Biela Skala, Dúbravský masív, Amag, Ľubeník, Sirk, Ploské, Ploské-Latinak, Ratkovská Suchá, Burda, Bradno. Genéza magnezitov zatiaľ nie je jednoznačne vyriešená. Pôvodne to boli koralové a krinoidové biohermy. Mineralogicky tvoria hlavnú masu karbonátov dolomity a magnezity. Z ďalších minerálov sa našiel kremeň, goetit, mastenec, pyrit, hematit, kalcit, palygorskít, sfa-

lerit, galenit, klinochlór, muskovit, rutil, zirkón a chalkopyrit /I.Varga 1965/. Podrobne sú opísané jednotlivé ložiská magnezitu v práci A.Abonyiho /1971a/.

V podloží hlavného magnezitového horizontu sa vyskytujú ďalšie šošovky magnezitov, ktoré sú však malé, bez ekonomickejho významu. Známe sú z oblasti západne od Ochtinej, z nich najvýraznejšia je lokalita Veľká Štef. Je to doskovité teleso hrúbky 5–15 m, dĺžky okolo 400 m. Je uložené v sericiticko-chloritických fylitoch. Geologickú situáciu na tomto ložisku podrobne opísal A.Abonyi 1963 in A.Abonyi 1971a. Domnieva sa na základe tvarovej analýzy ložiska, že pôvodne karbonátové teleso nemalo biohermný pôvod, tak ako karbonáty v hlavnom magnezitovom horizonte. Mineralogicky a charakterom metasomatických premien sa výrazne líši. Obsahuje väčšie množstvo žilného kremeňa, mastenca a klinnochlóru. Nebol v jeho bezprostrednom nadloží zistený jemnozrnný sivý dolomit diagenetického pôvodu, ktorý je známy na ložiskách hlavného magnezitového horizontu.

119 Siderity

Známe sú z lokality západne od Ochtinej. Sú to metasomaticky zmenené karbonátové telesá.

Rudnianske súvrstvie

Zahrnuje zlepencovo-pieskovcovú fáciu zloženú z polymiktných a oligomiktných zlepencov, pieskovcov a vložiek piesčitých bridlíc. V území medzi Dobšinou a Košickou Béhou tvorí rudnianske súvrstvie bazálne časti dobšinskej skupiny. Leží diskordantne na svojom podloží – rakoveckej skupine.

Fácia zlepencov nie je pozične vždy na báze vrchného karbónu. Sú prípady /napr. južne od Rudnian–Sivá skala, západne od Košických Hámrov/, že zlepence vystupujú v niekoľkých polohách nad sebou ako vložky v súvrství bridlíc, fyllitických bridlíc a pieskovcov. Rudnianske súvrstvie je najtypickejšie vyvinuté v oblasti Rudňany–Poráč /profil Dolinou Zapálenica, j. od Rudnian/. V tejto oblasti, tiež v oblasti Margecany – Košická Béla, sú bazálne časti rudnianskeho súvrstvia tvorené hrubozrnnými až balvanovitými polymiktnými zlepencami. Smerom do nadložia sa v nich objavujú vložky polymiktných pieskovcov–petrograficky litických drôb. Veľkosť valúnov v zlepencoch, ktoré sa smerom do nadložia vo viacerých polohách striedajú s pieskovcami, sa postupne zmen-

šuje, súčasne sa zvyšuje zrelosť klastického materiálu /pribúdanie valúnov kremeňa na úkor valúnov ostatných horninových typov – A.Vozárová 1973/.

Najvrchnejšie časti rudnianského súvrstvia sú tvorené pieskovcami, v ktorých sa nachádzajú vložky drobnozrnných zlepencov. Valúnový materiál má podstatne vyššiu zrelosť než v spodných častiach. Zatiaľ čo bazálne zlepence v oblasti doliny Zapálenica obsahujú až 80 % valúnov metabazaltov a ich tufov, zlepence polymiktné v komplexe pieskovcov už len 40 % a nakoniec drobnozrnné zlepence v najvrchnejšej časti len 10 %.

V oblasti Margecany – Košická Belá drobnozrnné zlepence, ktoré sa postupne vyvíjajú z podložného hruboklastického horizontu, majú zloženie oligomiktné. Ich valúnový materiál je na 90–95 % zložený z kremeňa. Sú doprevádzané polohami kremenných drôb a tmavých grafitických fyllitov.

Bazálne časti rudnianského súvrstvia v oblasti Mlyniek sú tvorené vrstvami tmavošedých pieskovcov a piesčitých briidlíc.

Vrstvy zlepencov majú v tejto oblasti charakter smerne sa vytrácajúcich drobných telies. Pokiaľ v oblasti Rudnian zlepence tvoria pomerne hrubý horizont /150–200 m/, tzv. bazálny zlepenec na lokalite Dobšiná má hrúbku len 4–8 m.

Stratigrafické zaradenie rudnianského súvrstvia bolo urobené na základe flóry na lokalite Rudňany – F.Němejc /in J.Vachtl 1938/; F.Němejc /1946/ – vestfál B–C.

118 Polymiktné zlepence

Majú charakteristické polymiktné zloženie valúnového materiálu. Valúnový materiál pochádza z hornín podložnej rakoveckej a črmel'skej skupiny. Percentuálne zastúpenie jednotlivých typov hornín je ovplyvnenej charakterom hornín v bezprostrednom podloží. Opracovanosť valúnového materiálu je veľmi dobrá /0,63–0,71 jednotiek zaoblenia v zmysle W.C.Krumbeina 1941/.

Petrografické zloženie valúnového materiálu: diabázy, /zrnité, mandľovcové, parfyrické/, diabázové tufy a tufity, metamorfované arkózové a kremenné pieskovce a droby, karbonáty, hematitické pieskovce a hematitické kvarcity, hematitické fyllity, fyllity sericitické, sericiticko-chloritické a biotitické, grafitické kvarcity, ruly muskovitické, dvojsluďné, biotitické, granátovo-biotitické, biotiticko-amfibolické a granátovo-amfibolické, ruly žulového charakteru, amfibolity, granátické amfibolity, zoizické amfibolity, zelené bridlice, metamorfované kremenné

porfýry, tufoporfyróidy, kremenné diority amfibolicko-biotitické, žuly muskovitické, dvojsluďné a biotitické, aplity, plagiaplity, kremeň /podrobnej petrografický opis valúnového materiálu v práci A.Vozárová 1973, E.Krist 1954/.

Základná hmota zlepencov je silne ovplyvnená petrografickým zložením valúnového materiálu. Obsahuje vlastne fragmenty všetkých opísanych typov hornín alebo úlomky minerálov z nich.

Pôvodná slová zložka je metamorfne rekryštalizovaná na jemný agregát sericitu, chloritu, rutilu. Vzácne sú zlepence takmer nezmenené a býva zachovaný karbonátový tmel /oblasť Dobšiná, Rudňany/. K výraznému alpínskemu tlakovému usmerneniu zlepencov došlo v oblasti Košice – Margecany. Základná hmota je tlakove usmernená, rekryštalizovaná za vzniku asociácie minerálov metamorfnej fácie zelených bridlíc. Valúnový materiál je deštrúovaný, často až bochníkovito vylisovaný.

117 Oligomiktné zlepence

Zastúpené sú predovšetkým vo vrchných častiach rudnianského súvrstvia. Sú drobnozrnné, s valúnovým materiálom zloženým predovšetkým z kremeňa. V malom množstve sú prítomné valúny jemnozrnných pieskovcov, grafitických kvarcitov a kremitých fyllitov. V oblasti Rudnian má valúnový materiál polymiktnejšie zloženie. Pribúdajú i úlomky diabázov a rúl. Kremeň je však i tu prevládajúcou klastickou zložkou.

Valúnový materiál v drobnozrnných zlepencoch je dobre opracovaný /v priemere 0,53 jednotiek zaoblenia/. Drobnozrnné zlepence tvoria vrstvy pomerne ustálenej hrúbky, uložené v pieskovcoch.

116 Pieskovce

Sú významným litologickým členom rudnianského súvrstvia, miestami predstavujú priamo jeho bazálne časti. Striedajú sa s polohami zlepencov a smerom do stratigrafického nadložia prevládajú. Majú obvykle vrstevnatú alebo masívnu textúru. Bežné je horizontálne zvrstvenie, ale našli sa aj textúry šikmého zvrstvenia /oblasť doliny Zapálenica, j. od Rudnian/. Obvykle sa v pieskovcoch striedajú pomerne hrubé vrstvy /1,5–2 m/, ktoré sa vyznačujú výrazným gradačným zvrstvením podľa zrnitosti. V pieskovcoch v oblasti južne od Rudnian sa našli zvyšky kmeňov skremenenených stromov rodu Calamites /O.Fusán 1959/.

Mineralogické zloženie piescitej frakcie: kremeň, draselné živce, plagioklasy, sluda a fragmenty všetkých petrografických typov hornín, ktoré boli opísané vo valúnovom materiáli. Sprievodné minerály: turma-

lín, granát, apatit, zirkón, leukoxén, ilmenit. Petrograficky zodpovedá tento typ pieskovcov litickým drobám.

Pieskovce zviazané s oligomiktnými drobnozrnnými zlepencami /Košice–Margecany/ majú petrografické zloženie jednoduchšie. Piesčitá frakcia je zložená v prevládajúcom množstve z kremeňa. Okrem toho boli zistené plagioklasy, klastický muskovit, rozložený biotit, zirkón, leukoxén, úlomky kremenných fylitov a kremencov. Petrograficky zodpovedajú kremenným drobám, prípadne litickým drobám.

Pieskovce obsahujú vložky piesčitých bridlíc, v oblasti Košice–Margecany silne grafitických. V nich sa na lokalite Rudňany našla flóra, ktorú určil F.Nemejc /in J.Vachtl 1938; F.Nemejc 1946/ najprv ako vestfál A–B, neskôr ako vestfál B–C.

Zlatnícke súvrstvie

V nadloží rudnianskeho súvrstvia vystupuje komplex pieskovcov a bridlíc, lokálne s obsahom karbonátov, bázických vulkanitov a vulkanoklastík. Severne od Rudnian je v jasnej superpozícii nad rudnianskym súvrstvím a je doložené vrchnokarbónskymi spórami. Príslušnosť zlatníckeho súvrstvia k vrchnému karbónu bola preukázaná v oblasti Palcmanskej Maše, Bielych Vôd /križovatka/, Mlyniek, Rudnian a Košických Hámrov /P.Snapková in Š.Bajansk a kol. 1967, P.Snapková 1978b/.

V oblasti medzi Ochtinou a Bradnom vystupuje v nadloží ochtinského súvrstvia pruh sedimentov, ktorý je zložený generálne z rôznych typov fyllitov a metamorfovaných pieskovcov, v ktorých sa nachádzajú polohy bridličnatých vápečov a na S od Ježavy i metabazaltových tufov a tufitov. Na základe superpozície sú tieto sedimenty mladšie než ochtinské súvrstvie. Na lokalite Markuška bol palinologicky doložený vek vrchný karbón /P.Snapková 1962/. Žiadne ďalšie paleontologické zvyšky sa do posiaľ nenašli. A.Abonyi a kol. /1972/ paralelizuje tieto sedimenty s dúbravskými vrstvami O.Fusána /1959/ a so súborom s bázickým vulkanizmom z oblasti Dobšinej a Rudnian, ktorý vystupuje v nadloží fosiliférnych vrstiev a ktorý sme začlenili do zlatníckeho súvrstvia.

Oproti výskytom zlatníckeho súvrstvia medzi Rudnianmi a Dobšinou je v území Ochtiná–Bradno zastúpených pomerne viac karbonátových členov a naopak, produkty bázického vulkanizmu sa postupne vytrácajú smerom na juhozápad. Vápence sú pomerne silne znečistené laminami klastického materiálu.

115 Grafitické fyllity, fyllitické bridlice

Vystupujú prakticky v celom profile zlatníckeho súvrstvia. Charakteristická črta ich vystupovania spočíva v tom, že v nižších častiach súvrstvia vytvárajú ojedinelé niekoľko metrové polohy, kym dominantné postavenie majú v najvyšších častiach zlatníckeho súvrstvia /J. Antaš – J. Hudáček 1964, J. Popreňák 1964/. V oblasti Gretly a Rudnian sa nachádzajú v nich i tenké vložky karbonátov.

Fácia grafitických bridíc západne od Košických Hámrov, preukázaná ako vrchnokarbónska, vystupuje v podloží /normálnom?, tektonickom?/ zlepencov. Lokálne sa v týchto bridliciach nachádzajú malé vložky oligomiktných zlepencov.

Makroskopicky sú to tmavosivé až tmavé, jemne piesčité až lokálne peilitické horniny, často s pruhovanou textúrou. Miestami sú detailne prevrásnené, často doprevádzané strižnými efektmi pozdĺž plôch mladšej foliácie.

Zloženie horniny: základné zložky sú: kremeň, sericit, grafitická substancia. A lotriomorfný plagioklas a muskovit sa vyskytujú sporadicky. S polohami bohatšími na grafitickú substanciu sa viaže rudný pigment.

114 Pieskovce, bridlice a fyllitické bridlice

Sú viazané na spodnejšie časti zlatníckeho súvrstvia. Vo väčšine prípadov vystupujú v nadloží zlepencovej fácie, z ktorej sa vyvýhajú po zvoľne cez drobnozrnné zlepence v striedaní s pieskovcami.

Nachádzajú sa východne od Košických Hámrov a v oblasti Margecian v styku s mezozoickým obalom Sľubice a Čiernej hory i v pozícii presunutej na tomto mezozoiku.

V drobových pieskovcoch je klastická frakcia tvorená prevažne subangulárnymi kremennými zrnami. Akcesoricky sú zastúpené fragmenty živcov. Základná bazálna hmota je čiastočne rekryštalizovaná a tvorená suturovitým kremeňom, sericitem, sporadicky chloritom a limonitovým rudným pigmentom. Štruktúra je psamiticko-aleuritická.

Bridlice a fyllitické bridlice sú svetlosedé, často s laminovanou textúrou. V niektorých zónach majú výraznú druhotnú bridličnatosť /Závadka, Mlynky, na styku s mezozoickým obalom Čiernej hory/. Vyznačujú sa podstatným podielom klastického kremeňa /0,04–0,1 mm/, zriedkavejšie plagioklasov /albit-oligoklas/, ojedinele muskovitu. Sericit sa zoskupuje najmä v polohách, ktoré majú makroskopicky šedozielenu farbu. Často vystupuje v lineárne poprehýbaných, dislokovaných zväzkoch. Z nepriesvitných minerálov je častý šmuhovitý limonit a hematitový pigment. Štruktúra aleuritická až granolepidoblastická.

113 Metabazalty

V minulosti boli afanitické fácie zelených hornín považované väčšinou za metabazalty. Podrobnejším skúmaním a zistením lokálne uchovaných reliktných štruktúr bolo preukázané, že ide väčšinou o tufy.

Za efuzívne formy považujeme horniny s blastoofitickými /prípadne im blízkymi/ a blastoporfyrickými štruktúrami. Tieto variety sú známe z oblasti Dobšinej a Mlyniek /posledne ich opísal L.Rozložník 1963/ v pásmi Grajnár-Rudňany, V.Folkmár-Košické Hámre /nedávno opísané S.Jackom 1975/. Sú to jemnozrnné až masívne šedozelené horniny. Variety porfyrické majú škvornitú textúru, spôsobenú vzácne uchovanými reliktmi amfibolov /vo väčšine prípadov sú úplne premenené/. Plagioklasy sú premenené v agregát albit-kremeň-kalcit-sericit-epidot-zoizit. U menej premenených je bázicita albit-oligoklas. Prítomný kremeň je produktem premeny živcov. Niektoré alotriomorfné väčšie zrná sú buď sekundárne, alebo primárne. Chlorit má šupinkovitú formu, je slabo pleochroický, pravdepodobne je produktem premeny femických zložiek. Dalej pristupujú minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Z nepriesvitných minerálov hematit, magnetit a ilmenit. Lokálne pozorujeme metakrysty pyritu.

112 Metabazaltové tufy a tufity

Bázický vulkanizmus zlatníckeho súvrstvia je zastúpený prevažne vulkanoklastickými horninami. Efuzívne formy sú zriedkavé. Bázické vulkanoklastické horniny sú známe z celého pruhu súvrstvia. Vyznačujú sa paralelnou textúrou s rekryštalizovanou asociáciou, čomu zodpovedajú i štruktúry hornín, a to od vzácne zachovaných blastoaleuritických až po nematolepidoblastické.

Minerálna asociácia: chlorit aktinolit, epidot, albit, oligoklas /prevažne pôvodne vulkanická zložka/, kremeň, sericit, kalcit, hematit.

Z metabazaltových tufov prevládajú popolové variety. Sú charakteristické svojou bledozielenou farbou, celistvé, prípadne slabo stlačené. Prevláda štruktúra lepidogranoblastická. Iba vzácne boli zaznamenané lapilové tufy /Ráztoky/ a variety aglomerátové /Hnilčík-lom/.

111 Vápence,

110 Magnezity

V súvrství opisovaných pieskovcov, bridlíc s vložkami grafitických bridlíc sa vyskytujú v oblasti Dobšinej a Mlynkov šošovky modrošedých

vápencov zmenených na siderity. Sú viazané na spodnejšie časti zlatníckeho súvrstvia. Vápence vystupujú v niekoľkých horizontoch. Bývajú nezvrstvené a predstavujú pôvodné koralové rify; iné sú vrstevnaté, často kri-noidové. V Dobšinej boli z tohto súvrstvia opísané najbohatšie výskyty fauny.

V oblasti medzi Ochtinou a Bradnom sa vyskytujú šedé laminované karbonáty, silne znečistené bituminóznym ľlovým materiálom.

V podobnej asociácii hornín vystupujú i vápence metasomaticky zmenené na magnezity i na Bankove pri Košiciach. Okrem kriňoidov boli v nich zistené i koraly /O.Fusán a kol. 1963/. Litostratigrafické začlenenie súvrstvia na Bankove nie je jednoznačne doriešené. Predbežne bolo zaradené k zlatníckemu súvrstviu.

109 Metabazalty, lokálne amfibolity

V území medzi Bielymi Vodami a Gáplom sa nachádzajú amfibolity nejednotného zloženia. Pozorujeme fácie s usmernenou, plošne paralelnou textúrou v striedaní s typmi slabo usmernenými až neusmernenými, ktoré by minerálnym zložením i štruktúrami zodpovedali afanitickým a jemnozrnným metabazaltom. Lokálne majú šlívovité vložky intermediárne zloženie až aplitického charakteru. Celý pruh je v tektonickom vzťahu voči podložiu, ktoré bolo práve v Palcmanskej Maši /oblasť južne od priečradného mura i odbočka na Biele Vody/ preukázané P.Snopkovou /1978b/ ako vrchný karbón. Severný okraj telesa je po celej dĺžke v tektonickom styku /prešmyk/ s knolským súvrstvím. Pri interpretácii stratigrafickej príslušnosti tohto telesa možno uvažovať, či nejde o tektonickú šupinu prináležiacu rakoveckej skupine alebo o súčasť zlatníckeho súvrstvia. Posledná alternatíva sa nám zdá pravdepodobnejšia.

Hámorské súvrstvie

Je to súbor cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, piesčitých bridlíc, grafitických bridlíc ojedinelými veľmi tenkými slojkami antracitu a drobno- až strednozrnných zlepencov. Najdokonalejšie je odkryté a zachované v údolí Dobšinského potoka medzi Vyšným Hámrom a Vyšnou Mašou, západne od Dobšinej. Po prvýkrát ho spomenul P.Rozsložník /1935/ a G.Rakusz /1932/. Blízšie ho definoval a opísal práve na tejto lokalite M.Máška /1957/, ktorý ho nazval hámorskými vrstvami.

Litologicky je hámorské súvrstvie charakteristické výrazne prejavennou cykličnosťou, s tenkými slojkami antracitického uhlia. Cykly začínajú obvykle na báze zlepencami, ktoré gradačne prechádzajú smerom do nadložia do pieskovcov. V najvrchnejšej časti sekvencie sú vyvinuté piesčité

bridlice, grafitické bridlice, lokálne s tenkými medzivrstvičkami antracitu.

Smerom na JZ možno sledovať drobné výskyty hámorského súvrstvia v oblasti južných svahov Dúbravy a Tatarskej hory, v oblasti Teplej Vody, severne od Jelšavy a na niekoľkých výskytoch medzi Burdou a Sirkom. K hámorskému súvrstviu patrí i výskyt sedimentov severne od Margecian. Stratigraficky bolo hámorské súvrstvie zaradené na základe nálezu spoločenstva spáromorf vo vrte G-37. Podľa Ž. Ilavskej /in J. Chmelík a kol. 1962/ patrí hámorské súvrstvie vestfálu D-stefanu A? Hrúbka hámorského súvrstvia je 250–300 m.

108 Pieskovce s polohami zlepencov

Komplex šedých, do hrázava vyvetrávajúcich sedimentov. Ich charakteristickým litologickým znakom je cyklickosť. Zlepence tvoria horizontálne uložené vrstvy v pieskovcoch alebo bazálne časti sedimentárnych cyklov. Valúnový materiál v zlepencoch je tvorený kremeňom, v menšom množstve epikvarcitmi, sericitickými fyllitmi, vzácne lyditmi, úlomkami granitoidovej štruktúry a vulkanitmi. Bežné sú intraklasty grafitických bridlíc.

V oblasti medzi Ľubeníkom a Bradnom sa vyskytujú v hámorskom súvrství polohy drobnozrnných zlepencov, ktorých valúnový materiál je tvorený takmer výlučne kremeňom.

Vrstvy pieskovcov sú často gradačne zvrstvené. Minerálne zloženie piesčitej frakcie: kremeň, draselný živec, plagioklas, muskovit, biotit, rutil, zirkón, vzácne turmalín a fragmenty vyššie opísaných typov hornín. V priemere sa obsah kremeňa pohybuje okolo 84–87 %, živcov 1–7,0 %, klastickej sľudy 7–8 % a fragmentov hornín 1–5 % z piesčitej frakcie. Štruktúra pieskovcov je blastopsamitová.

Základná hmota je metamorfne rekryštalizovaná. Z nízkometamorfických minerálov bol zistený sericit, kremeň, vzácne chlorit. Lokálne bohatšia prímes pôvodnej, organickej prímesi bola zmenená na grafit.

107 Bridlice a piesčité bridlice

Majú tmavošedú, šedú farbu a výrazne bridličnatú textúru. Štruktúra je blastoaleuropelitová, mikrolepidoblasticá. Klastická prímes piesčitej zrnitosti je zložená predovšetkým z kremeňa. Ostatná časť štruktúry bridlíc je tvorená usmerneným, submikroskopickým agregátom kremeňa, sericitu, grafitu, rutulu. Lokálne sa v týchto bridliciach nachádzajú tenké medzivrstvičky antracitového uhlia.

Krompašská skupina

Perm

Permom začína nový vývojový cyklus s režimom sedimentácie zo začiatku kontinentálnym, ktorý vo vyšších častiach pozvoľne prechádza v lagunárny. Tieto zmenené podmienky sedimentácie počas vývoja krompašskej skupiny /definovaná Š.Bajaníkom in Š.Bajaník a kol. 1981/ sú odrazom pravdepodobne astúrskej fázy vrásnenia.

Členenie severogemeridného permu je postavené na báze lithostratigrafickej. Autori, ktorí v poslednom období predložili jeho schémy sú: M.Mahel /1953b/, M.Ivanov /1953/, A.Biely /1956/, Š.Bajaník /1965/, E.Drnzík – J.Hudáček /1963/, F.J.Žukov /1963/, P.Adámek a kol. /1965/, J.Václav – A.Vozárová /1978/. Lithostratigrafické členenie krompašskej skupiny je nasledovné: súvrstvie knolské, petrohorské a novoveské /Š.Bajaník in Š.Bajaník a kol. 1981/.

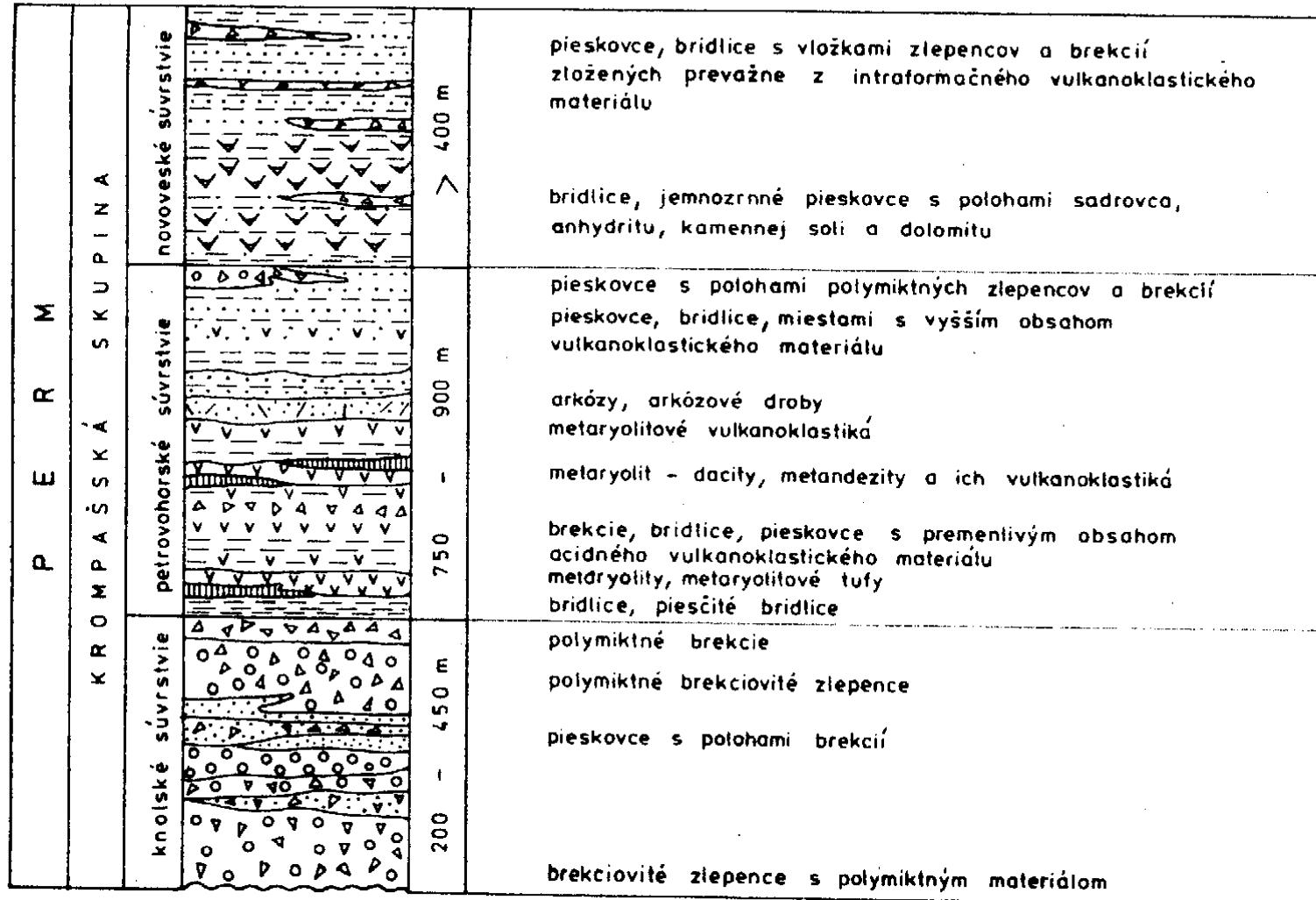
Knolské súvrstvie

Vystupuje po celej dĺžke výskytov krompašskej skupiny. Jeho hrúbka je značne menlivá a závisí od primárnych podmienok sedimentácie i od lokálnej tektonickej redukcie. Hrúbka súvrstvia je 200–400 m.

105 Polymiktné bazálne zlepence a brekcie

Na zložení valúnového materiálu sa podielala cca 15 horninových typov /Š.Bajaník 1965/. Z nich však väčšina má lokálne rozšrenie. V spodných častiach sa v zložení valúnového materiálu premieta podklad, na ktorý perm transgreduje. Vo vyšších častiach sa už objavujú fragmenty i vlastných permských hornín. Miestami boli zaznamenané úlamky hornín typu hrancov /P.Rozlozsnik 1935, O.Fusán 1957/. Základná hmotá zlepencov je šlovinito-piesčitá, farby červenej, fialovej a šedohnedej, tmeň je kremitý. V tektonicky exponovaných miestach sú zlepence prevažne stlačené a majú plošne paralelnú textúru.

V zlepencoch a brekciách sa miestami vyskytujú vložky drôb a bridílc, vo vrchných častiach i metaryolity /napr. Cierna hora u Dobšinej/. Do nadložia pozvoľne prechádzajú do pieskovcovej fácie.



- | | a | b |
|----|---------|---------|
| 1 | ○○ | △△ |
| 2 | ○○○○ | ○○○○ |
| 3 | □□□□ | □□□□ |
| 4 | ●●●● | ●●●● |
| 5 | ●●●● | ●●●● |
| 6 | ///./// | ///./// |
| 7 | ==== | ==== |
| 8 | V V V V | V V V V |
| 9 | | |
| 10 | ▽ ▽ | ▽ ▽ |

Obr. 9 Litostratigrafická schéma krompašskej skupiny /zostavil Š.Bajanišk/
 1a - zlepence, brekcie, 1b - brekcie, 2 - brekcie, pieskovce, 3 - zlepence, 4 - pieskovce, 5 - striedanie pieskovcov a bridicí, 6 - arkózy, 7 - bridlice, 8 - metaryolitové tufy, tufity, 9 - metamorfované kyslé až intermediárne vulkanické horniny, 10 - evaporyty

Petrovohorské súvrstvie

Má vulkanicko-sedimentárny charakter s bohatým vývojom vulkanických a najmä vulkanoklastických hornín, prevažne ryolitovo-dacitového zloženia. Len malá časť vulkanických hornín inklinuje petrochemicky k intermediárnym vulkanitom. Klasicke členy petrovohorského súvrstvia obsahujú značné množstvo intraformačného materiálu syngenetickej vulkanitov. Hrúbka súvrstvia je 750–900 m. Len sporadicky nájdená mikroflóra poukazuje na rozhranie spodný – vrchný perm /E.Planderová in J.Václav a kol. 1980/.

105 Pieskovce, bridlice, lokálne s vložkami zlepencov

Vystupujú nad knolským súvrstvím medzi Dobšinou a Závadkou. Východnejšie sú laterálne zastúpené fáciou vulkanoklastických hornín. V oblasti Novoveskej hutu, Čiernej hory a Závadky sa v tejto fácii nachádzajú tenké vložky acidných vulkanoklastík a na Čiernej hore i metaryolitov.

Pieskovce sú šedej farby s fialovým odtieňom, majú nevýrazne usmernenú textúru. Štruktúra je prevažne psamitová. Na minerálnom zložení zrn sa podielá predovšetkým kremeň geneticky nejednotný, lokálne draselné živce, albitizované plagioklasy a vzácné sľuda. Základná hmota je typu výplníkového, zložená zo sericitu a kremeňa. Čažká frakcia – zirkón, leukoxenizovaný Ti-minerál.

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

Vložky zlepencov v tejto fácii sú zložené /valúnový materiál/ prevažne z vlastných permiských hornín.

104 Metaryolity

V oblasti Novoveskej hutu sú v nadloží vyššie opísaných bridlíc a pieskovcov, alebo vystupujú ako vložky vo fácii acidných vulkanoklastík. V oblasti medzi Krompachmi a Margecanmi tvoria dve polohy. Prvá vystupuje v priamom nadloží knolského súvrstvia /južné krídlo synklinály/, druhá nad vulkanoklastikami s vložkami bridlíc a pieskovcov /severná časť synklinály/.

Metaryolity sú fialovošedé a zelenošedé, prevažne kompaktné, lokálne slabo stlačené. Majú blastoporfyrickú štruktúru s felzitickou, prípadne mikrokryštaličkou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice /0,5 – 1,0 mm/ sú tvorené kremeňom, menej živcami. Výrastlice kremeňa sa vyznačujú magmaticou koróziou, drvením a prejavmi undulozity. Po živcoch sú iba pseudomorfózy a iba reliktné bol uchovaný a identifikovaný draselný živec. Základná hmota je sericitizovaná, sekundárne prekremenena. Sprievodné minerály: zirkón, z nepriesvitných minerálov hematit, vzácnejšie leukoxenizovaný ilmenit. Sekundárne-hydrotermálne minerály: kremeň, chlorit, sericit, muskovit, karbonát.

Z oblasti Novoveskej Huty sú opísané dve fázy metaryolitov v superpozícii /I.Rojkovič 1967/, z ktorých prvá má vyšší stupeň acidity.

V zónach, kde má dynamická zložka vyššiu intenzitu nastáva preskupenie minerálnej asociácie – smerná orientácia základnej hmoty až na metamorfnú, lepidoblastickú. V súhlase s M.Ivanovom treba konštatovať, že tieto horniny vystupujú najmä tam, kde sú uložené v prostredí vulkanoklastík /napr. Petrova hora/. Typy premeny, ako i prechodné fácie M.Ivanov /1957/ podrobne opísal.

Z krompašskej skupiny/východná časť/ uvádzajú viacerí autori i bázickejšie vulkanické členy: porfyrity /Košická Belá, Klatov – M.Mahel 1952; Krompachy – M.Ivanov 1957/, kremenné porfyrity, porfyrity a dioritové porfyrity /okolie Krompách – I.Rojkovič 1967; Košická Belá, vrty – J.Václav – A.Vozárová 1978/. Permský vulkanizmus nesie znaky lineárneho vulkanizmu.

103 Metaryolitové tufy a tufity

V krompašskej skupine sú metaryolitové tufy a tufity kartograficky vyčlenené južne od Novoveskej Huty /Hanisková – Strážanský kopec/ a pri Kolinovciach. Tvoria polohy od 10 do 25 metrov.

Makroskopicky majú šedoželené horniny celistvý vzhľad; sú stlačené, vzácnejšie jemnozrnné, miestami s jasne identifikovateľnou vrstevnatosťou. V reze priečnom na vrstevnatosť je častá šošovkovitá stavba. Prevládajú štruktúry vitroklastické. Z kryštaloklastov sú prítomné: kremeň, kyslý plagioklas, vzácne silne premenený ortoklas. Z litoklastov pristupuje rekryštalizované sklo. Základná hmota je rekryštalizovaná /sericitizácia a chloritizácia/. Akcesoricky pristupuje zirkón, zo sekundárnych minerálov: karbonáty, kremeň, chlorit, turmalín.

Ak vystupujú popolové tufy v tektonicky exponovanejších zónach, stupeň ich premeny môže dosiahnuť až fáciu sericitických bridlíc /M. Ivanov 1957/.

102 Metaryolitové tufy a tufity s vložkami bridlíc a pieskovcov

Sú vymedzené v území medzi Kolinovcami a Jaklovčami a na východe medzi Košickými Hámrami a Košicami. Vyznačujú sa striedením vulkanoklastických členov, bridlíc a pieskovcov s rýchlym vytrácaním, takže bližšie kartografické členenie je tu veľmi obťažné.

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

Klastogénna zložka je zastúpená predovšetkým v základnej hmote: pôvodne ūlovité súčasti metamorfne zmenené na sericit a časť klastických zrín kremeňa. Bežný je jemne rozptýlený hematitový pigment. Sprievodné minerály: zirkón, rutil.

V tufitických zlepencoch okrem vyššie opísaných minerálov a hornín boli zistené úlomky popolových tufov, porfyritov, pieskovcov a sericitických bridlíc.

Tufitické sedimenty sa lokálne vyznačujú gradačným zvrstvením.

Tufy delíme podľa veľkosti zrna na pieskovcové a popolové. Štruktúrami a minerálnym zložením sa v podstate zhodujú s tufmi opísanými vyššie.

Pieskovce majú šedú farbu s fialovým odtieňom, metamorfne usmernenú textúru a psamitovú štruktúru. Zloženie: kremeň, draselné živce, plagioklas, úlomky kyslých vučanitov.

Bridlice sú fialovošedé horniny, výrazne bridličnaté, s blastopelito-aleuritovou štruktúrou. Detritické zrná aleuritovej veľkosti sú tvorené kremeňom. Ostatná hmota je metamorfne rekryštalizovaná, usmernená. Je tvorená kremeňom, sericitom, vzácne chloritom, rozptýleným hematitovým pigmentom a slabou prímesou grafitového pigmentu.

101 Fialové bridlice s vápenatými a dolomitovými vložkami lokálne s polohami brekcií

Litofácia lokálnej platnosti, kartograficky vymedzená v oblasti Kolínoviec. V jej nadloží vystupujú fialové bridlice s vložkami psefitov. Vápenaté a dolomitové polohy sú sivo-fialové, silne znečistené klastickými súčasťami vlastných permiských hornín. Tvoria polohy od niekoľ-

ko cm do 3 metrov v striedaní s fialovými bridlicami, s ktorými sú späťe pozvoľnými prechodmi.

100 Fialové bridlice s vložkami zlepencov a pieskovcov

Známe sú hlavne zo širšej oblasti Novoveskej Huty a Kolinoviec. Prevládajúcou fáciou sú pelitické fialové bridlice, s plošne paralelnou textúrou, minerálneho zloženia podobného ako už bolo vyššie opísané. Vyskytujú sa v nich polohy zlepencov, pieskovcov a drôb v nepravidelnom striedaní, často do seba prstovite prechádzajúcich.

V oblasti Novoveskej Huty sa v tejto kartograficky vyčlenenej fácii vyskytujú tenké polohy acidných vulkanoklastických hornín. V nadloží fialových bridlíc tu prichádzajú bridlice so sadrovcom, prípadne priamo tzv. vrchné zlepence.

Novoveské súvrstvie

Ukončením vulkanickej aktivity dochádza k zmene sedimentácie. V západnej časti výskytov krompašskej skupiny sa počas lagunárnej sedimentácie usadzujú bridlice so sadrovcom a anhydritom. Táto fácia je známa i z úseku Rudňany – Biele Vody. Vo východnej časti je zatiaľ známa iba z vrtných prác v oblasti Košickej Belej /J.Václav – A.Vozárová 1978/. Odhadovaná hrúbka novoveského súvrstvia je 400–600 m. Vek súvrstvia sa doposiaľ podarilo zistiť len na lokalite Košická Belá. Spoločenstvo spáromorf poukazuje na najvrchnejší perm /E.Planderová in J.Václav a kol. 1980/.

99 Pestré bridlice so sadrovcom a anhydritom

Bridlice sú šedofialové, s vložkami piesčitých bridlíc, vzácnne drobných brekcií, ktoré sa nepravidelne striedajú so sadrovcom a anhydritom. Hrúbka súvrstvia so sadrovcom a anhydritom sa napr. v Novoveskej Hute odhaduje až na 400 metrov /A.Adámek a kol. 1965/. V oblasti Košickej Belej bol zistený iba sadrovec.

98 Zlepence s valúnmi metaryolitov

V oblasti širšieho okolia Novoveskej Huty ležia nad bridlicami so sadrovcom a anhydritom /J.Badár 1979: Novoveská Huta – záverečná správa/, vo východnej na súvrství bridlíc a pieskovcov s vložkami vul-

kanoklastík. Niektorí autori /J.Pecho 1963, E.Drnzík – J.Hudáček 1963/ ich považujú za bázu spodného triasu a domnievajú sa, že ležia na permkom súvrství diskordantne. Prikláňame sa k názoru, že stratigrafická príslušnosť týchto zlepencov nie je objasnená. Napr. niektorí pracovníci /napr. J.Badár 1979/ v oblasti Novoveskej Huty pričleňujú k permu pieskovce a bridlice so sadrovcom i nad týmito zlepencami. Bez paleontologických dôkazov, pri značnej litologickej podobnosti ostáva hranica medzi permom a triasom neurčená. Zlepence neinterpretujeme ako bazálny člen nového transgresívneho cyklu, ale ako odraz epeirogénnych pochodov, ktorých účinok sa odráža lokálne i v samotnom spodnotriassovom súvrství vystupovaním vložiek zlepencov /napr. oblasť Margecian, Š.Bajaniš – A.Vozárová 1979/. V iných prípadoch tieto zlepence môžu chýbať /M.Mahel – J.Vozár 1971/.

Pre tieto zlepence je typická prítomnosť valúnov podložných perm-ských metaryolitov – až 30 % objemu valúnového materiálu. Tieto valúny sú prítomné i v zlepencoch vystupujúcich v spodnotriassovom súvrství.

Severogemeridné mezozoické skupiny

Východnú časť Slovenského rudohoria lemujú zo severu mezozoické horniny. Tvoria jadro tzv. severogemeridnej synklinály /M.Mahel 1953b/, ale vystupujú i mimo jej osi v odlúčených tektonických troskách, či v staršom paleozoiku zavrásnených šupinách /v okolí Krompáča a Košova/.

V predkladanej mape sú všetky tieto horniny zaradené k tektonickej jednotke gemenika. V lithostratigrafickej náplni sú isté rozdiely, v prevažnej miere však tieto horniny možno zaradiť ku stratennej skupine, hlavne v zobrazenej časti Slovenského raja, Havraních vrchov a v Galmuse. Mezozoické výskyty východne od Galmusu /v niektorých partiách dynamometamorfne postihnuté/ vykazujú určité odlišnosti, najmä hojným zastúpením rohovcových vápencov a tmavých bridľíc, výskytov metabazaltov a serpentinitov a ī. Možno očakávať, že po podrobnejšom preštudovaní a stratifikovaní bude možné vyčleniť ďalšie lithostratigrafické jednotky.

Stratená skupina

Trias

Stratená skupina je oblastná lithostratigrafická jednotka, ktorá priestorovo i časove nadväzuje na skupinu krompašskú. Znamená to, že se-

T R I A S		J U R A	spodná
spodný	stredný	vrchný	
			tmavé doskovité vápence s rohovcami, čierne a ružové krioidové vápence, šedočierne bridlice / spodný lias /
		10-30 m	
		> 100 m	svetlé masívne, prevažne organodetritické vápence tisovské a furmanské / karn - norik /
		100-500m	svetlosivé i tmavosivé až čierne dolomity s charakteristickým rozpadom, značne rekryštalizované s obsahom biogénnej zložky / ladin - karn /
		< 100 m	svetlé masívne wettersteinské vápence s bohatým zastupením organických zvýškov, vo vrchných častiach polohy svetlých dolomitov / ladin - kordevol /
		< 50 m	tmavé bridlice s polohami tmavých vápencov, miestami rohovcových / ladin - karn /
		80-120 m	svetlé pleťovošedé rohovcové / reiflinské - schreyerálnske / vápence s lokálnym výskytom vulkanoklastík / ilýr - sp. ladin /
		< 50 m	svetlé, vápence / steinalmské / zväčša organodetritické / pelsón - ilýr /
		40-60 m	tmavé vápence a bridlice / anis /
		< 150 m	sivé, tmavosivé až čierne lavičovité dolomity s vložkami dolomitických vápencov - gutensteinské dolomity a vápence / egej - bityn /
		< 150 m	zelené, sivé a žltosivé bridlice, slienité bridlice a vápence, lokálne málo mocné hematitové brekcie / ?vyšší namal - ?spot /
		< 200 m	pestrofarebné bridlice s polohami pieskovcov, miestami i zlepencov, vložky evaporitov, lokálne i karbonátov / griesbach - ? namal /
		< 80 m	sivé, žltohnedé rauvaky so sadrovcom
		< 150 m	pestrofarebné pieskovce a bridlice, polohy evaporitov a slienitých vápencov, lokálne polohy zlepencov / skýt /

dimentovala v tej istej paleogeografickej zóne v triasovom, jurskom a azda i spodnokriedovom období. Sú pre ňu charakteristické ilovcovovo-pieskovcové plynkomorské sedimenty a miestami i evapority v spodnom triase, mohutné masy prevažne plynkomorských karbonátov /vápence a dolomity/ v strednom a vrchnom triase a v prevahе pelagické sedimenty v spodnej jure. O charaktere sedimentov v strednej a vrchnej jure nemáme dosta- tok informácií /boli odstránené eróziou/. V spodnej kriede bol zazname- naný výskyt riasových vápencov. Z hľadiska rozšírenia hornín stratenskej skupiny možno v nej vyčleniť tri samostatné úseky. Od západu na východ je to: Slovenský raj a Havranie vrchy, pohorie Galmus a východný úsek medzi Krompachmi a Košicami. Pre úplnosť však treba dodať, že v Stratenskej hornatine stratenská skupina s.s. buduje iba južnejšiu – geravskú štruktúru. Severnejšia gľacká kryha /šupina?, čiastkový príkrov/ je budovaná najmä v sv. časti čiastočne odlišou triasovou sekven- ciou – klauskou /A.Csík 1943, M.Mahel' 1957a,b/. Odlišnosť spočíva v zastúpení hrubého komplexu annaberských vápencov namiesto dolomi- tov, vyššie nasledujú steinalmské vápence, typicky a hojne sú vyvinuté schreyerálské a reiflinské vápence a známy vrstevný sled završuje mo- hutný komplex wettersteinských vápencov v spodnej časti rífových, vyššie lagunárnych s hojnými riasami *Teutloparella herculea*. Chýba tu teda ty- pický člen stratenskej skupiny, ladinsko-karnské dolomity.

Pre potreby predkladanej mapy boli všetky mezozoické súvrstvia uve- dených úsekov /okrem serpentinitov a metabazaltov/ zahrnuté do stratenskej skupiny. Táto má predchodcu v stratenskej sérii M.Mahela, ktorý ju defi- noval a opísal v Stratenskej hornatine /in M.Mahel' a kol. 1963, s. 66 a in M.Mahel' a kol. 1967, s. 420–426/ a zaradil k nej i strednotriaso- vé členy z východnejších úsekov /l.c., s. 431/. Spodnotriassové súvrstvie k nej nezaradil, pravdepodobne pre výskyt serpentinitov a metabazaltov v okolí Jaklovieč a Veľkého Folkmára.

V rámci stratenskej skupiny je možné /alebo bude možné po podrob- nejšom skúmaní/ vyčleniť niekoľko súvrství a v ich rámci opísť jedno- tlivé členy. Pre spodnotriassové komplexy stratenskej skupiny možno bez ťažkostí použiť zaužívaný termín verfénске súvrstvie. Litologicky je veľmi dobre porovnatelné s výskytom v typovej oblasti Werfenu /Severné Vápencové Alpy j. od Salzburgu/. Vo verfénском súvrství severogeme- ridnej synklinály možno v súlade s väčšinou doterajších prác vymedziť hlavne dva členy, ktoré však doteraz nemajú názvy /termíny „seiské

Obr. 10 Litostratigrafická schéma stratenskej skupiny /zostavil J.Vozár na základe podkladov M.Mahela 1957, M.Mahela – J.Vozára 1971, J.Mella in Š.Bajaník a kol. 1979, Š.Bajaníka – A.Vozárovej 1979/

vrstvy" a „kampílské vrstvy" nemožno aplikovať pri súčasnom dodržaní zásad doporučených čsl. stratigrafickou komisiou 1978/.

Stredno- a vrchnotriásové, prípadne jurské súvrstvia stratenskej skupiny neboli dosiaľ definované, no je pomerne dobre známa a opísaná väčšina jednotlivých členov.

Zo stratenskej skupiny v zobrazenom území vystupujú iba triasové vrstvy.

Najkompletniešie sú vrstevné sledy v Slovenskom rajji. V Gałmuse chýbajú súvrstvia najvyššieho triasu, podobne ako vo východnom úseku, kde je zastúpené prevažne iba verfénске súvrstvie /aj to miestami nekompletne/. Strednotriásové a čiastočne i vrchnotriásové vrstvy sú zastúpené v najväčšom rozsahu na Kurtovej a Murovanej skale a medzi Košickou Belou a Opátkou.

97 Pestré bridlice, pieskovce, polohy bridličnatých vápencov /skýt/

Toto označenie je použité tam, kde spodnotriásové súvrstvie nie je dostatočne preskúmané; je netypicky vyvinuté, tektonicky komplikované, alebo pre malú hrúbku nebolo možné rozhodnúť o jeho presnejšom zaradení.

Je to najmä v najvýchodnejšom úseku severogemeridnej synklinály, medzi Košicami a Folkmárom, kde máme pomerne málo údajov. Nevyriesená je otázka hranice perm-trias. Podľa niektorých autorov /J.Václav 1976, J.Václav-A.Vozárová 1978/ prevažná časť súvrstvia zaradovaného dosiaľ do spodného triasu je permšká.

96 Rauvaky /skýt/

Ako uvádzaj A.Biely /in O.Fusán a kol. 1967, s. 93/, v oblasti Novej Štoly a Zadnej doliny j. od Tepličky vystupuje poloha rauvakov premenlivej hrúbky /do 20 m/, zistená na povrchu i vŕtmami. Sú to masívne karbonátové horniny, často párovité, obyčajne žltohnedé, zriedkavejšie sivé. Charakteristické sú v nich závalky zelených, zriedkavo červených floritých bridlíc, veľkosti do 1 cm, ojedinele i viac. Vyskytujú sa v nich i relikty sivých dolomitov. Masu bunečnatých vápencov tvorí hrubšie i jemnejšie kryštalický kalcit, do žlta zafarbený hydroxydom železa. Tieto horniny boli označené ako sprievodný horizont síranov /M.Mahel-A.Biely 1956/; vznikli tak ako sírany pri nástupe mory. Späťost rauvakov so síranmi je evidentná /aspoň v okrajovej časti Stratenskej hornatiny/. Do značnej miery boli neskôr ešte prepracované tektonicky.

Súčasťou verfénskeho súvrstvia v tejto oblasti sú sadrovce a anhydryity. Na povrchu nie sú obnažené, ale sú zistené viacerými vŕtmami a banskými

dielami. Vystupujú v podloží vyššie opísaných rauvakov v oblasti Novej Štoly a Zadnej doliny. Ložisko Tollstein, ktoré bolo prv považované za spodnotriásové, sa nateraz radí k permu.

Komplex síranov je hrubý do 60 m. V podstate je to anhydritové telo na okrajoch sprevádzané rôzne hrubou polohou sadrovcov. Bližšie údaje o síranoch uvádzajú A.Biely /1956/, Š.Ogurčák /1957/, B.Homola – E.Nemčík /1950/, M.Mišík /1956/, J.Vozár /1963/ atď.

Stratigraficky boli evapority a ich sprevádzajúce rauvaky považované za spodnú /Š.Ogurčák/ alebo vrchnú časť /M.Mahel–A.Biely 1956/ spodnoverféniských vrstiev. Faktom je, že evapority boli zistené iba pod obzorom s *Claraia clarai*.

95 Pestré bridlice s polohami pieskovcov /griesbach – ? namal/

Spravidla najspodnejším členom stratennej skupiny sú pestré bridličnatopieskovcové vrstvy. Ryticky sa striedajú v nich fialové, zelené i sivé bridlice, piesčité bridlice a pieskovce. Nálezy lastúrnikov *Pseudomonotis Claraia clarai* /Emmr./ na viacerých lokalitách v týchto vrstvách /svah Suchého vrchu ju. od Poráča, M.Mahel 1950; vrch Štol v. od Krompáčov, M.Ivanov 1953; vrt SM-1, hľ. 154 m, M.Mahel – J.Vozár 1971, s. 49; lokality v oblasti Novoveskej Huty, M.Kochanová in A.Began a kol. 1962 a ī./ umožňujú zaradiť súvrstvie do najspodnejšieho spodného triasu /griesbachu/. Treba však dodať, že báza súvrstvia nie je jednoznačne definovaná. V oblasti Novoveskej Huty, Grétle a Tepličky možno podľa E.Drnzíka – J.Hudáčka /1963/ a J.Pechu /1963/ pokladať za bázu súvrstvia zlepence, ktoré ležia nad evaporitovo-lagunárnymi vrstvami, zaraďovanými do permu /A.Biely in O.Fusán a kol. 1957, s. 86 uvádzajú výskyt týchto zlepencov od Dankovej po Rudňany a ojedinele i východnejšie/. V severnejšej oblasti, ju. od Smižian /vrt SM-1, SM-2/ podľa M.Mahela – J.Vozára /1971/ na báze súvrstvia neboli tieto zlepence nájdené. Táto oblasť je charakteristická pozvoľným prechodom evaporitovej fácie do bridličnatopieskovcovej. Báza „seiských vrstiev“ sa tu kladie nad vrstvy s evaporitmi.

Horná hranica vrstiev je vyznačená litologickou zmenou, a to nástupom slieňov, slienitých vápencov a bridlíc prevažne sivých a sivozených farieb, ktoré obsahujú skameneliny najvyššej časti spodného triasu /spatu/. Pri nedostatku vhodných skamenelín je opäť nemožné udať presnú stratigrafickú hranicu medzi oboma lithostratigrafickými jednotkami. Prebieha ozda niekde v strednej časti spodného triasu /namal/.

Na niektorých miestach /Dedinky, Biele Vody/ sa za súčasť vrstiev

považujú aj telesá anhydritov a sadrovcov sprevádzané rauvakmi /M.Mahel–A.Biely 1956, M.Mahel 1957b, J.Bystrický in J.Bystrický a kol. 1973/.

V západnej časti Slovenského raja /Čuntava/ v spodnejších častiach súvrstvia sú tiež polohy čiernych floritých, jemne piesčitých bridlíc a tmavosivých kremitých bridlíc až kremencov so zrnkami pyritu /M.Mahel 1957b, J.Bystrický in O.Fusán a kol. 1963, s. 80/.

V oblasti medzi Novoveskou Hutou a Poráčom /A.Biely in O.Fusán a kol. 1967, s. 89–93/ sú najvyššie časti vrstiev tvorené zelenými a fialovými floritými bridlicami so zriedkavými vložkami pieskovcov /hlavne v oblasti Novej Štoly/. Červené, na hematit bohaté bridlice a pieskovce sú sústredené do oblasti medzi Grétlou a údolím ložiska Tollstein. V oblasti Strážovského kopca a Brusníka, ale aj inde, tvoria mohutnejšie polohy /až niekoľko desiatok metrov/ zelené pieskovce.

V severnejšej časti /j. od Smižian/ bolo súvrstvie prevŕtané vŕtmi SM-1 a SM-2. Odlišnosť súvrstvia vo vŕte SM-1 spočíva v tom /A.Biely in O.Fusán a kol. 1963, M.Mahel–J.Vozár 1971/, že sa uprostred pieskovcov a bridlíc vyskytujú, hoci sporadicky, polohy karbonátových hornín. Sú tósvetlosivé a pleťovo sfarbené vápence, piesčité alebo slienité vápence a v hĺbke 210 m i oolitické vápence, obvykle malej hrúbky. Pozvoľnými prechodmi sú späť s floritými bridlicami. M.Mahel /in M.Mahel a kol. 1963, s. 69/ udáva z vŕtu i vložky silicitor. Tieto podľa neho /l.c./, spolu s vápencami a polohami sivých bridlíc, pripomínajú aspoň zhruba fáciu meliatskej série zo Slovenského krasu, ale hlavne „bridličnatú sériu“ rozloženú v čele severogemeridnej jednotky v podloží vernárskej série pri západnom ukončení Nízkych Tatier /M.Mahel in M.Mahel a kol. 1967, s. 421/.

V oblasti pohoria Galmus /A.Biely 1967/ vystupujú spodnovorfénske vrstvy vo väčších hrúbkach medzi Svätojánskou dolinou a Krompachmi a v okolí Rudnian. Charakter vrstiev je podobný ako v západnejšej oblasti, iba s lokálnymi odchylkami.

A.Biely /l.c./ udáva nález skamenelín Pseudomonotis Claraia clarae Emmer, Claraia aurita /Hauer/ a ďalších z dolinky Geleita. Južne od Kolinoviec bol nájdený odtlačok Claraia aurita /Hauer/.

Pomerne menej známe a preskúmané sú vrstvy v úzkej synklinále medzi Krompachmi a Košicami. Z údajov, ktoré sú k dispozícii /Š.Bajaník a kol. 1977, Š.Bajaník–A.Vozárová 1979, J.Václav–A.Vozárová 1978, J.Zlocha 1977, J.Zlocha–P.Valko 1975, M.Mahel in M.Mahel a kol. 1957 a i./, však vyplýva, že majú podobné litologické zloženie ako v územiach západnejších. Z územia medzi Krompachmi a Margecanmi uvádza Š.Bajaník /in Š.Bajaník a kol. 1977/ vložky brekcií, ktorých

hrúbka sa mení od 0,5 m do 3 m. Sú späťe pozvoľnými prechodmi s piesčitými bridlicami. Podrobny profil verfénskym súvrstvím medzi Margecanmi a Kurtovou skalou opísal Š.Bajaník a A.Vozárová /1979/.

Z paleogeografického a tektonického hľadiska je dôležité zistenie príslušnosti perm-ských hornín /paleoryolity/ v klastickom materiáli spodnotriásových zlepencov a pieskovcov. Svedčí to, ako už ostatne bolo zistené i v západnejších územiach, o paleogeografickej a sedimentologickej spätosti perm-ských a triasových komplexov. Autori sa prikláňajú k názoru, že prechod od kontinentálno-jazerného režimu sedimentácie k pobrežno-morskému, spôsobili epeirogénne pohyby práve na rozhraní permu a triasu.

94 Bridlice, slienité bridlice a vápence /vyšší namal? – spät/

Tvoria vyššiu časť verfénskeho súvrstvia, väčšinou ľahko odlišiteľnú od spodnej. Zmena sa prejavuje pribudnutím slienitých bridlic a vápencov na úkor pieskovcov. Nápadná je zmena i vo sfarbení /prevažne fialová a zelená farba je vystriedaná zelenou, sivou a žltosivou/. Rozšírenie a hrúbka týchto vrstiev sú omnoho menšie než u vrstiev spodnoverfénskych.

V okrajovej časti Slovenského raja, ako uvádzajú M.Mahel /1957b/, vystupuje len niekolko metrov hrubé súvrstvie sivozelených slienov a doskovitých vápencov v podloži strednotriásových vápencovo-dolomitových más.

Najkrajšie z celej severogemeridnej synklinály sú vrstvy odkryté v údolí Tomášovskej Belej severne od jazera Klauzy /opísal M.Mahel 1957b, str. 36/.

V území východne od Novoveskej Huty vrstvy tvoria podložie karbonátových vrcholov Ostrého vrchu, Okrúhlovca, Rysovca a ďalších výšin.

V Galmuse /A.Biely 1967, s. 8/ sa vrstvy vyskytujú hlavne južne od Kolinoviec a na východných svahoch Slovinskej skaly. Ich hrúbka je veľmi menlivá, miestami sa redukuje takmer na nulu. Pozoruhodné je narastanie hrúbky v sv. časti pohoria.

Východnejšie sú vrstvy rozšírené ešte najmä v okolí Jaklovieca a Kurtovej skaly. Sú tú miestami dynamometamorfne postihnuté, čím pripomínajú spodnotriásové vrstvy meliatskej skupiny /jelšavské vrstvy/. V zárezoch nových lesných ciest medzi margecianskou vápenkou a Kurtovou skalou vrstvy podrobne študoval Š.Bajaník a A.Vozárová /1979/. Azúia najzávažnejším, ako už bolo uvedené, je zistenie zlepencov

v spodnej i vo vrchnej časti verfénskeho súvrstvia. Zloženie valúnového materiálu v zlepencoch „kampílskych vrstiev“ je blízke vrchným zlepencom permu. Podstatný rozdiel spočíva v tom, že majú nižšie percentuálne zastúpenie permických paleoryolitov a navýše obsahujú už valúnový materiál z bezprostredného podložia, teda zo spodnej časti verfénskych vrstiev.

Podrobne skúmal vrstvy v okolí Jakloviec J.Ziocha /1977/ v súvislosti s prieskumom azbestonosných serpentinitov. Okrem bežných typov uvádzá z nadložia serpentinitového telesa č. 2 i slienité bridlice sivej, tmavosivej až čiernej farby /grafitické/. Bridlice sú intenzívne impregnované pyritom /vrstvičky hrúbky 1–5 mm/. Vyskytujú sa v nich aj polohy tmavosivého až čierneho vápenca, ktorý je tak isto pyritizovaný. Podobné horniny, opäť v blízkosti serpentinitového telesa, sa uvádzajú z Dankovej /M.Mahel 1957b/. Zdá sa, že sú vo verfénskych vrstvách cudzorodé a dostali sa do nich tektonickou cestou spolu so serpentinitmi.

Áko ďalší člen spodnotriassového súvrstvia opisuje J.Ziocha /1977, s. 621/ z okolia Jakloviec brekcie. Tvoria väčší počet samostatných polôh hrúbky od niekoľkých metrov do niekoľko desiatok metrov. Na ich zložení sa podielajú úlomky a valúny pieskovcov, metakvarcitov, kremeňa, vápenca, šloviných bridlíc, kyslých vulkanických hornín, serpentinitov, magnetitu a hematitu. Pripisuje sa im do značnej miery tektonický pôvod.

Opisované vrstvy sú neobyčajne bohaté na skameneliny. Nálezy *Anodontopora fassaensis* Wissm., *A. canalensis* Cat., *Pseudomonotis/Eumorphotis/ telleri* Bittn., *Myophoria costata* Zenl., *Gervillea exporrecta* Lepsius, *G. mytiloides* Schloth., *Turbo rectecostatus* Hau., *Titolites cassianus* Quenst. a ďalších z početných lokalít uvádzajú D.Štúr 1859, M.Mahel /1950, 1957b, s. 27–28/, A.Biely /in O.Fusán a kol. 1967, s. 95–96/, A.Began /1962/, A.Biely /1967, 1975/ a ďalší.

93 Hematitové brekcie /spodný trias?/

V oblasti Folkmárskej skaly, Švablice a Drienskeho sa medzi triasovými vápencovými truskami a staropaleozoickým podložím vyskytujú nepravidelné polohy hematitových brekcií. Ich hrúbka je 4–20 m, miestami v oblasti Folkmárskej skaly, ako bolo preukázané technickými prácammi, dosahujú až 20–30 m hrúbku. Úlomky brekcií tvorí hlavne kremeň; tmel je hematitový, v menšej miere šlovinokremity.

Brekcie sú zaradované najčastejšie do spodného triasu alebo permu /J.Kamenický 1952, B.Zorkovský – J.Kubišta 1955/, na čo by mohol po-

ukazovať i spoločný výskyt s bridličnatými vápencami verféniskeho typu /J.Kamenický, I.c./.

Ak však vychádzame z alochtonnej pozície vápencových trosiek, mohli by sme počítať i s omnoho mladším vekom brekcií než spodný trias.

Podľa J.Kantora /1955/ podobné hematitové výskytu sú i v Bôrke a Liciniciach; autor zdôrazňuje významnú úlohu tektonických pochodov pri utváraní týchto troch výskytov. Všetky majú tiež nízky obsah fosforu, čo je súčasne charakteristické i pre sideritové ložiská Slovenského rудohoria.

92 Gutensteinské dolomity a vápence /egej-bityn/

Na báze stredno- a vrchnotriásového karbonátového komplexu stratennej skupiny, všade tam kde nedošlo k tektonickej redukcii, vystupujú sivé, tmavosivé až čierne lavicovité dolomity s vložkami lavicovitých dolomitických vápencov. Vo vrstvách dosahujúcich hrúbku 10–20 m neboli dosiaľ nájdené skameneliny. Iba na základe pozície ich zaradujeme do spodného anisu /egeja-bitynu/. Na Čuntave, Ondrejisku a na Besníku sú dolomity, ako uvádzajú M.Mahel' /1957b, s. 42/, miestami viac, inde menej bunkovité a brekcirovité.

V oblasti medzi Novoveskou Hutou a Rudňanmi vystupujú strednotriásové karbonáty iba v podobe menších erozívnych krý na vrcholoch kopcov. Gutensteinské dolomity tvoria polohy o hrúbke najviac 20–25 m na ich báze /A.Biely in O.Fusán a kol. 1967/.

Dolomity vystupujú na báze karbonátového komplexu i v Galmuse. V súvislejších polohách sa však nachádzajú iba vo východnej časti pohoria /A.Biely 1967/. Sú to masívne, ťahko sa rozpadávajúce horniny. Vo vrte Rg-2 boli uprostred dolomitov zistené i vložky vápencov. Polohy dolomitov sa nepravidelne nachádzajú i na báze karbonátových trosiek Švablice a Folkmárskej skaly /J.Kamenický 1952/.

91 Tmavé vápence a bridlice /anis/

Z nadložia dolomitov uvádzajú viacerí autori tak v Slovenskom raji a Havraních vrchoch /M.Mahel' 1957b, M.Mahel' in M.Mahel' a kol. 1963, in M.Mahel' a kol. 1967/, ako i v Galmuse /A.Biely 1967/ výskyt tmavých vápencov, často rohovcových, miestami s vložkami bridlíc a slieňov, ktoré by mali podľa superpozície patriť do spodnejšej časti anisu. Avšak podľa uvádzaných zoznamov skamenelin je zrejmé, ako na to poukázal už J.Bystrický /in J.Bystrický a kol. 1973/, že sem boli zaradené i časti reiflinských a aflenzkých vápencov. V predkladanej mappe je sem zaradený jediný výskyt sz. od obce Dedinky.

90 Steinalmské vápence /pelsón-ilýr/

Sú to svetlé vápence, obyčajne organodetritické, v ktorých možno nájsť zvyšky dasykladacej poukazujúcich na aniský vek. Z komplexu stredno- a vrchnotriasových svetlých vápencov ich odčlenil M. Maheľ /1957b/.

Pri južnom okraji Slovenského raja v okolí Palcmanskej Maše i na planine Pelc a západnejšie až po Dankovú sú steinalmské i wettersteinské vápence vyvinuté v lagunárnej fácii, takže bez ťažkostí možno použiť na ich odlišenie dasykladacej.

V steinalmských vápencoch v záreze výkopu pre futbalové ihrisko v Dedinkách boli zistené nasledovné dasykladacej /d.b. SH-3, J. Mello, určil J. Bystrický: *Oligoparella pilosa intusannulata*, *O. pilosa pilosa*, *Physoporella dissita* a *Diplopora cf. hexaster*. V riasovom biosparrudite sú okrem toho hojné úlamky machoviek a nájdu sa i foraminifery /určil J. Salaj/: *Meandrospira insolita* /Ho/, *M. dinarica* Koch. – Dev. – Pantic, *Duostomina* sp., *Glomospirella* sp.

Steinalmské vápence stratenskej skupiny neboli vo väčšine územia dosiaľ s dostatočnou presnosťou kartograficky vymedzené. Ich prítomnosť sa na mnohých miestach iba predpokladá v podloží wettersteinských vápencov a dolomitov.

Prítomnosť steinalmských vápencov bola skamenelinami preukázaná v južnej časti Slovinskej a Krompašskej skaly i na ďalších lokalitách Galamusu /A. Biely 1967/.

V oblasti Slovinskej skaly, na jej južných svahoch vo vrchnej časti bielych aniských vápencov je tenšia /2–4 m/ šošovkovitá poloha bielo-ružovkastých vápencov, celistvých i jemnozrnných, miestami s náznakmi hľuznatosti. Na navetranom povrchu sa nájdu prierezy amonitov a veľmi zriedka i rias. Vápenec možno označiť ako mikrobiosparit, resp. riasovo-amonitový mikrosparit. Z rias J. Bystrický určil *Physoporella cf. varicans* a *Physoporella* sp., ktoré dokazujú vrchnoaniský vek týchto vápencov.

Iz týchto ružovkastých vápencov bol urobený rozbor na konodonty. R. Schönenberger zistil nasledovné formy: *Gondolella navicula* Huckriede; *Prioniodella pectiniformis* Huckriede; *Loncholina* sp. a *Hindeodella* sp. Prvá z uvedených má stratigrafické rozšírenie od anisu do noriku, ale formy z dodaného materiálu sú bez vrchného listu a sú charakteristické hlavne pre anis. Okrem rias by pre aniský vek teda hovorili i konodonty. Ide tu však o zreteľný náznak prítomnosti fácie schreyerálskych či nádašských vápencov, ktoré zatiaľ neboli kartograficky vymedzené.

Vyššie nad ružovými vápencami vystupuje uprostred bielych aniských vápencov 4–5 m hrubá poloha bielych a svetlosivých organodetritických, krinoidových vápencov. Sú zrnité, masívne s nepravidelnou odlučnosťou.

Vo vápencoch sa zriedkavo nájdu zbytky brachiopódov. Vo výbruse sú vyvinuté kryštály lamelovaného kalcitu, v jadrach ktorých je ešte niekedy zachovaný kanálik alebo štruktúra článkov krinoidov. Ide o typ blízky krinoidovému sparitu.

Nad svetlými krinoidovými vápencami je asi 5–6 m hrubá poloha sivých až tmavosivých jemnozrnitých, zriedka hrubšie zrnitých, masívnych a pevných vápencov, niekedy so žilkami bieleho kalcitu. Svetlejší, hrubšie zrnitý vápenec sa javí ako krinoidový sparit. Tmavší a jemnozrnitý až celistvý má v neveľmi hojnej mikrozrnitej karbonátovej mase množstvo prekryštalizovaných zvyškov organizmov, hlavne prierezov, pripomínajúcich filamenty. Zriedkavejšie sú články echinodermatov.

Z týchto organodetrítických vápencov bolo vyzbierané niekoľko brachiopódov, z ktorých bolo možné určiť: *Rhynchonella trinodosi* Bittner, *Spirigerina trigonella* Schi., *Retzia* sp., *Aulacothyris cf. angusta* Schl., *Rhynchonella aff. decurtata* /Gir./ –/určil J. Pevný/. Podľa skamenelín, hlavne *Rhynchonella trinodosi*, vápence patria ešte vrchnému anisu – ilýru.

Steinalmské vápence boli zistené i vo vrte Rg-2 v hĺbke od 362 do 402 m. Prítomnosť filamentov a krinoidov svedčí však o netypickom vývoji.

Vo východnej časti územia sa svetlé vápence vyskytujú ešte v okolí Jakloviec, na Murovanej skale a inde. Neboli dosiaľ podrobnejšie rozčlenené, preto sú označené ako wettersteinské. Podrobnejšie rozčlenenie však možno sotva očakávať, pretože vápence sú metamorfované /lom Jaklovce, Kurtova skala/.

89 Reiflinské vápence /ilýr–spodný ladin/

88 Schreyeralmské vápence /ilýr/

Rohovcové vápence, ktoré sú vymapované v znázornenom území Slovenského raja, Galmusu, Murovanej skaly a na ďalších drobných výskytach vo východnej časti Slovenského rudohoria, možno zaradiť buď k reiflinským alebo schreyeralmským vápencom. Ide o výskyty neveľkého rozsahu, napr. na Slovinskej a Krompašskej skale, pri vyústení Zlatnického potoka do Hornádu, v údolí Hornádu západne od Olčnavy, pri Markušovciach atď. Ich stratigrafické zaradenie /ilýr–ladin/ bolo dosiaľ preukázané iba na niekoľkých lokalitách, možno však s najväčšou pravdepodobnosťou predpokladať, že takýto vek majú na všetkých výskytach. Po podrobnejšom skúmaní bude možné zo steinalmských a wettersteinských vápencov odčleniť ďalšie výskyty a zaradiť ich k týmto vápencom. To bude pravdepodobne prípad vyššie spomenutých „steinalmských“ vápencov, z ktorých boli získané konodonty. Fácia pravých steinalmských vápencov je totiž pre konodonty nepriaznivá.

Do tohto horizontu budú zrejme patriť i žltkavé vápence od Olčnavy a Zlatého potoka, v ktorých boli zistené až 10 cm hrubé vložky tufitických hornín /A.Biely 1967/.

Často však ide o vložky a šašovky netypických schreyerálnských vápencov /bez rohovcov, nevýrazne lavicovitých a hľuznatých, farby ružovkastej až svetlej/. Takéto šašovky boli zistené napr. v okolí Dediniek. Zo šašovky ružovkastých vápencov západne od Dediniek na západných svahoch Geráv boli získané konodonty /J.Mello, d.b. SH-42/B, spracoval R.Mock/: Gladigondrella tethydis /Huckr./, Gondrella excelsa /Mosh./, G. navicula Huckr., Enantiognathus petraeviridis /Huckr./, E. ziegleri /Diebel/, Didymodella alternata /Mosher/, Ozarkodina tortilis Tatge, Prioniodina /Cypridodella/ muelleri /Tatge/, Prioniodina /Cypridodella/ venusta /Huckr./.

Uvedené konodonty poukazujú na spodný ladin /fasan, zóna Aploceras avisianus/.

87 Tmavé bridlice s polohami tmavých vápencov, miestami rohovcových /ladin-karn/

V sv. časti Slovenského rudohoria medzi Krompachmi a Opátkou, na viacerých miestach vo vápencových troskách i v paleozoiku zavrásnených šupinách, boli nájdené tmavé bridlice s polohami tmavých vápencov, miestami rohovcových.

Jeden z týchto výskytov /Železný vrch medzi Košickou Belou a Opátkou/ je známy už od dôb D.Štúra /1869, s.411/. Uvedený autor z bridlic, ktoré označil ako reingrabenské, uvádza nálezy Halobia haueri / Halobia rugosa Gumb. podľa dnešnej taxonómie/. Nálezy poukazujú na julský vek bridlíc; sú teda časovým ekvivalentom aónskych bridlíc a lunzských vrstiev vernárskej a chočskej zóny.

Profil súvrstviami triasovej trosky Železného vrchu /presnejšie trig. 812,2 km sz. od uvedeného vrchu/ možno skúmať v záreze lesnej cesty z Opátky ku k. 720 od výšky 650 m. Na báze trosky sú svetlosedé doskovité dolomity, nasledujú svetlé lavicovité i masívne vápence, v najvyššej časti rohovcové, ktoré prejdú do lavicovitých svetlých i ružových, vyššie tmavých vápencov. Približne od výšky 705 m začínajú bridlice, v ktorých sú vložky vápencov rôznej hrúbky. V nižšej časti sú svetlé rohovcové /tvoria asi 4–5 m/, vyššie sú tmavosedé kalové doskovité a lavicovité bezrohovcové vápence. Ďalej vyššie v chrbátku jjv. od k. 720 boli v nich nájdené balvany organodetritických vápencov s lamelibrachiátmi, krinoidmi, koralmi a foraminiferami Agathemunima sp. a Gaudrina sp. /d.b. KB-18/. Profil pokračuje na sv. svahy trig. 812,

kde sa v tmavých bridliciach nachádzajú tmavé rohovcové vápence.

Hoci sa v bridliciach našli julské halobie /presnú pozíciu nálezu v profile nepoznáme/, vekové rozpätie bridlíc je zrejme širšie. Usudzuje me, že ich spodná časť patrí longobardu alebo možno už fasanu. Z podložných nižších rohovcových lavicovitých vápencov z južnej podvrcho-lovej časti trig. 812 zo vz. KB-36 odobratej J. Mellom určil totiž Ľ. Gaál konodonty: *Gondolella constricta* Mosher et Clark, *G. cf. bifurcata* /Budurov et Stefanov/, *Hindeodella* /*Metaprioniodus*/ *suevica* /Tatge/, *Priodontina* /*Cypridodella*/ *venusta* /Huckriede/, *Enantiognathus ziegleri* /Diebel/.

Podľa tohto spoločenstva vek vápencov je pôsobisko-ilijský, možno i fasanský. Najspodnejšie výskyty bridlíc začínajú iba niekoľko málo metrov nad týmito vápencami.

Nad bridlicami boli nájdené neveľké výskyty dolomitov, ojedinele s rohovcami.

Okrem tohto dávno známeho výskytu bridlíc vo vápencovej tráske Železného vrchu boli hojné výskyty tmavých bridlíc s vložkami rohovcových vápencov zistené i v strmo vztýčených šupinách zavrásnených do paleozoického podložia pri k. 490,0 1,5 km jv. od Štefanskej Huty a na Kurtovej skale /len v násype novobudovanej cesty, avšak z umiestneného materiálu/. Obdobné tmavé rohovcové vápence ako sú v bridliciach boli zistené i západne od Ostrého hríbku 3,5 km západne od bývalých Košických Hámrov a severozápadne od Kojšova v chrbte nad k. 550,5.

Prakticky všetky triasové vápence vo výskytoch východne od Krompáčov sú postihnuté účinkami dynamickej metamorfózy, a to bez ohľadu na to, či ide o zavrásnené šupiny alebo subhorizontálne uložené trásky. Metamorfóza však nie je taká silná ako napr. v horninách meliatskej skupiny Slovenského krasu. Základná hmota i alochémy vápencov sú rekryštalizované /spravidla mikrokryštalické/, čiastočne usmernené. Iba miestami možno pozorovať relikty a fantómy pôvodných štruktúr.

Faciálnym vývojom i stupňom metamorfózy tieto horniny pripomínajú horniny šupiny Slovenskej skaly pri Jelšave.

86 Wettersteinské vápence /ladin-kordevol/

Veľmi rozširovaným a charakteristickým súvrstvím, ktoré dosahuje miestami hrúbku až niekoľko sto metrov, sú svetlé masívne wettersteinské vápence.

Wettersteinské vápence, podobne ako v silickom príkrove Slovenského

krasu alebo v strážovskom príkrove, možno rozdeliť do dvoch faciálnych typov – rifové a lagunárne. Rifové sú v spodnejších častiach, spravidla tam, kde sú v ich podloží schreyerálnské alebo reiflinské vápence. Obsahujú neobyčajne bohaté spoločenstvá zvyškov rifových organizmov /koraly, stromatopóry, vápnité hubky, problematiká atď./. Lagunárne vápence v nadloží rifových sú prevažne riasové, obsahujú hojné zvyšky dasycladacef, najmä druhu *Teutloporella herculea*, podľa ktorých ich M. Mahef /1957b/ nazýval teutloporelové. V Galmuse bola nájdená: *T. aequalis* /A.Biely 1967/.

Wettersteinské vápence smerom do nadložia, ale často i laterálne, prechádzajú do svetlých dolomitov, prípadne v nich dolomity tvoria tenšie alebo i hrubšie polohy.

Spočívajú často tektonicky priamo na spodnotriasových súvrstviach. Tak je tomu napr. i západne od Dediniek v prvej kulise nad stanicou Ianovky /kopec k. 988,0/. Tieto vápence sú v doterajších mapách znázorňované ako aniské. Nálezy foraminifer však ukazujú /d.b. SH-68 a SH-70 J.Mello, určil J.Salaj/, že ide o wettersteinské a vo vrcholovej časti azda i tisovské vápence. Obsahujú: *Valvulina azzouzi* Salaj 1977, *Angulodiscus gashei praegashei*, *Permodiscus pragsoides* Oberh., *P. impressus* Krist.-Tollm. a *Agathammina austroalpina*.

85 Svetlé dolomity /ladin-karn/

Vystupujú ako nepravidelné šošovky vo svetlých vápencoch ladinu, ale ich hlavná masa často o hrúbke viac 100 m leží na wettersteinských vápencoch. Miestami obsahujú vložky bridlíc.

Sú to svetlé i tmavosivé horniny, miestami čierne s charakteristickými znakmi dolomitov, ako rozpad a ryhovaný povrch. Sú zväčša drobnozrnité – cukrovité, miestami celistvé. Na mnogých miestach sú na navetranom povrchu zvyšky organizmov, predovšetkým rias. Organické zvyšky sú však všetky rekryštalizované, a nebolo ich možné určiť. Horniny zodpovedajú dolosparitom, v niektorých prípadoch dolomikritom so zjavou biogénnou zložkou.

84 Tisovské a furmanské vápence /karn-norik/

Najvyšším členom stratenskej skupiny sú v zobrazenom území tisovské a furmanské vápence. Ide o svetlé masívne vápence prevažne organodenritické, s veľmi bohatým spoločenstvom organických zvyškov /riasy, koraly, stromatopóry, foraminifery, gastropódy, lamelibranchiáty, brachiopódy, atď./.

Na základe spoločenstiev i textúr možno vápence rozdeliť na rifo-vé a lagunárne. Podľa veku ich možno rozdeliť na karské /tisovské vápence/ a norické /furmanské vápence/. Kedže však do zobrazeného územia zasahujú iba okrajom, ale tiež preto, že vedenie hranice je často zatiaľ iba konvenčionálne, sú znázornnené spoločne.

Litologicky charakterizoval tisovské rifové vápence napr. K.Borza /1976/: z lokality Hrabušice – Stratená, križovatka ciest:

Na navetanej ploche vápencov pozorujeme huby. Sú rekryštalizované, okolo nich sa nachádzajú tmavé mikritové lemy tvorené riasami. Vápence obsahujú intraklasty o veľkosti 0,2–3 mm. Bežne sa vyskytujú mikritové pelety a ojedinele aj ooidy. Na základe pomerného zastúpenia jednotlivých zložiek možno vo vápencoch odlišiť biosparity, biointrasparity a pelsparity. Z organických zvyškov sa okrem húb vyskytujú koraly, *Bacanella floriformis*, *Muranella sphaerica*, *Microtubus communis*, *Thaumatoarella parvovesiculifera*, *Tubiphytes obscurus*, foraminifery, ostrakódy, krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, machovky, gasteropody, ostne ježoviek a v jednom prípade i filamenty. Vo vápencoch sa vyskytuje tiež *Cucurbita* sp. Ojedinele sa vyskytujú zrnká klastického kremeňa prachovej veľkosti.

Tmel je sparítový, často krustifikačný, niekedy tvorí až 50 % horniny.

K.Borza /l.c./ skúmal na viacerých lokalitách aj furmanské vápence /napr. v kameňolome Dolka pri Dobšínskej ľadovej jaskyni, na Geravách a Holom kameni/.

Furmanské vápence z Geráv charakterizuje nasledovne:

Sivé jemnozrnné organodetritické vápence. Na navetanej ploche pozorujeme vyvetrané huby, dasykladacey a ojedinele koraly aj iné organické zvyšky. Miestami sa vyskytujú sivé vápence s drobnými tmavými škvarkami.

Vo výbruse sú intrasparitové a intrabiosparitové. Intraklasty sú mikritové, mikrosparitové a rekryštalizované. Majú nepravidelné tvary, veľkosť 0,3–3 mm. Miestami sú vytriedené, najmä frakcia 0,3–0,5 mm. Z organických zvyškov obsahujú foraminifery, úlomky schránok lamelibranchiátov, ostne ježoviek, krinoidové články, dasykladacey, solenospóry, *Thaumatoarella parvovesiculifera*, gasteropody a trubičky. Miestami podiel organických zvyškov značne stúpa, zvyšuje sa podiel úlomkov húb, solenospor a dasykladaceí; hornina prechádza do intrabiosparitu.

Bohaté zoznamy skamenelín z viacerých lokalít tisovských a furmanských vápencov uvádza /M.Maheľ 1957b, in M.Maheľ a kol. 1967 a J.Bystrický in J.Bystrický a kol. 1973/.

Gočaltovská skupina

Perm – spodný trias ?

Gočaltovská skupina súvrství /A.Vozárová – P.Reichwalder in Š.Bajánik a kol. 1981/ lemuje južnú časť výskytov staropaleozoických hornín gemeníka, v prahu tiahnucom sa od Sirku na západe až po Jasov na východe územia. Je to zložitý súbor predovšetkým klastických sedimentov. Obsahuje okrem toho, čo do objemu sice podradne zastúpené polohy acidných vulkanitov, vulkanoklastických sedimentov a tiež detritických dolomitických vápencov, ktoré sú však významnými stratifikačnými horizontmi. Bazálne časti tejto lithostratigrafickej jednotky ležia diskordantne na staropaleozoických komplexoch gemeníd, na gelnickej skupine v západnej časti územia a na štôskom súvrství vo východnej časti územia. Priamy styk s podložím je miestami alpínsky tektonizovaný. Vnútorná stavba je zložená generálne z dvoch megacyklov, s typickým zjemňovaním smerom do vrchných častí /A.Vozárová 1977/. Gočaltovská skupina bola rozdelená na dve lithostratigrafické jednotky nižšieho rádu /A.Vozárová – P.Reichwalder, l.c./:

A. rožňavské súvrstvie

B. štítnické súvrstvie

V priamom stratigrafickom sledu sa nad sebou nachádzajú obidve súvrstvia v nesúvislých profiloach v oblasti juhovýchodne od k. Hrádok, ďalej na výskytach v doline Blatnica, na Z od Medzeva a na Z od Jelšavy.

Rožňavské súvrstvie

Vystupuje v bazálnej časti gočaltovskej skupiny a leží diskordantne na staropaleozoickom podloží.

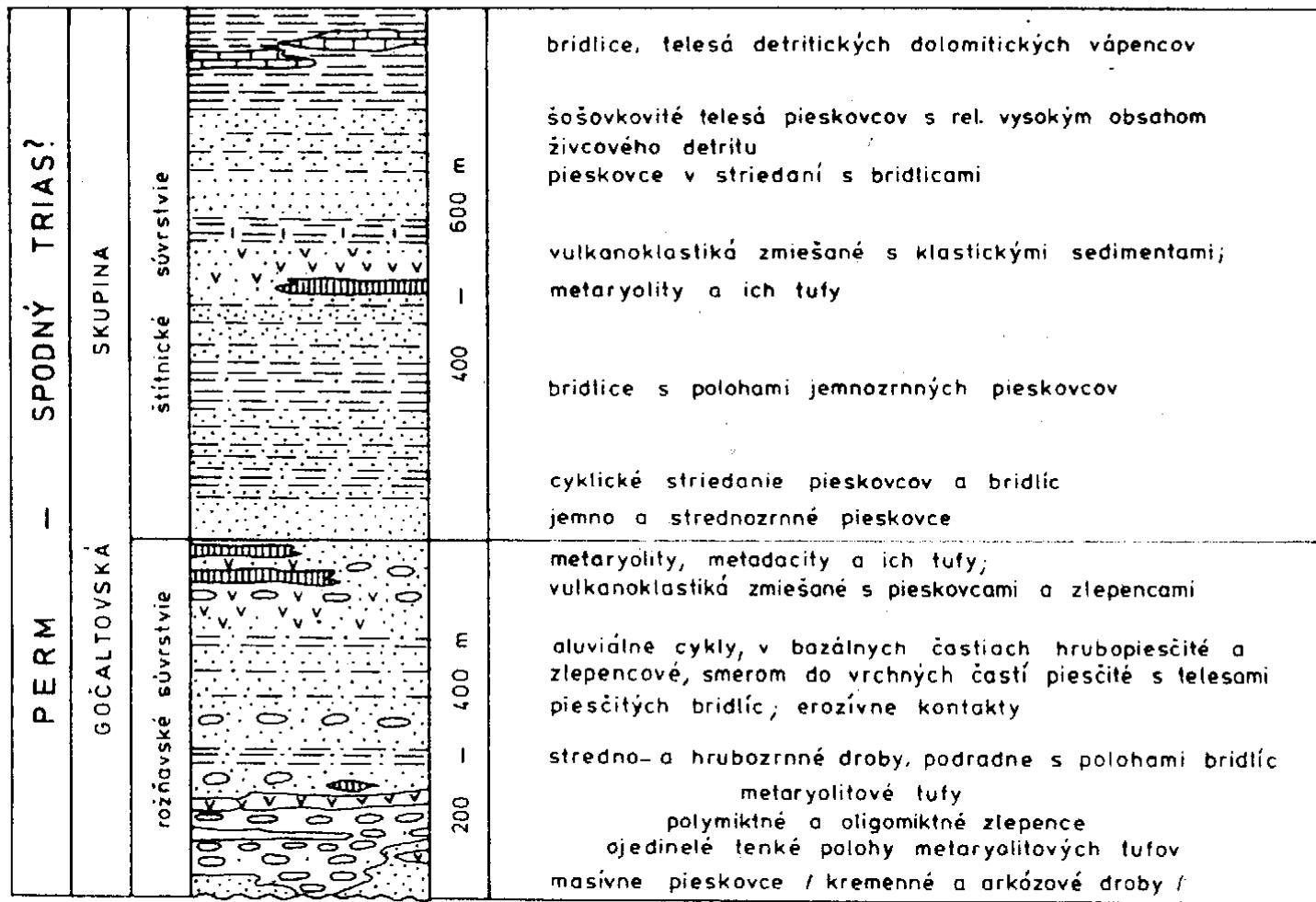
Rožňavské súvrstvie je zložené z hrubo- až jemnozrnných klastických sedimentov. Typickým znakom jeho vnútornej stavby je zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí.

Najstarším litologickým členom rožňavského súvrstvia sú masívne pieskovce, ktoré však nie sú vyvinuté v celom prahu. Na západe sa nachádzajú v oblasti k. Ostrá Skalka, na SV od Rákošskej Bane a severne od Rožňavského Bystrého, na južných svahoch Tureckej. Na východe tvoria viac-menej súvislý pruh od severných svahov Tupého vrchu až po dolinu Nižnej Ráztočky. V ich nadloží je vyvinutý výrazný horizont stred-

no- až drobnozrnných zlepencov, ktoré miestami tvoria priamo bazálnu časť rožňavského súvrstvia. Ich petrografické zloženie je priamo závislé na bezprostrednom podloží. V západnej časti územia majú zloženie oligomiktné /podložie-gelnická skupina/ a naopak, vo východnej časti polymiktné /podložie-štóske súvrstvie/. Významným stratifikačným horizontom sú v sedimentoch rožňavského súvrstvia prejavy vulkanickej činnosti /P.Reichwalder 1973/. V nadloží zlepencového horizontu a miestami už i pod zlepencami sa zjavuje tenká poloha pieskových tufov /hrúbka 5–20 m/, ktorá má značné plošné rozšírenie. Len vzácnne sa v tejto pozícii našli drobné telesá ryolitov a dacitov /J.Kantor 1950, A.Vozárová 1977/. Polymiktné i oligomiktné zlepence prechádzajú pozvoľne smerom do nadložia, do komplexu hrubo- a strednozrnných pieskovcov. V tomto komplexe pieskovcov možno sledovať cyklickosť. Cykly sú v bazálnych častiach zložené z hrubozrnných pieskovcov až zlepencov; smerom do vrchu sú piesčité, vzácnne so zachovanými fragmentmi vrstiev piesčitých bridlíc v najvrchnejších častiach.

Opísaný vrstevný sled zodpovedá prvemu megacyklu. Ďalší sedimentný cyklus sa začína pozvoľne vyvíjať v podobe nového zlepencového horizontu. Na východe územia ho možno sledovať od hrebeňa Malého Jelenieho vrchu cez Jankovo a Brezový hrb až po hlavný hrebeň medzi údolím Čiernej Moldavy a Blatnice, v podobe horizontu polymiktných zlepencov. Smerom na Z tvorí vrchoľové časti hrebeňa Osadník – Tupý vrch, pričom zlepence nadobúdajú oligomiktný charakter. Na západe územia, v oblasti k. Šebková západne od Gočaltova, sú na obdobie vzniku druhého zlepencového horizontu časove viazané prejavy ďalšej vulkanickej činnosti. Je tu komplex pieskovcov a zlepencov, v ktorom sa nachádzajú polohy vulkanoklastických sedimentov i drobné telesá ryolitov felzitickej štruktúry /opísal M.Mišík 1953, M.Ivanov 1965 a ďalší/. Drobné výskyty sedimentov s vulkanoklastickou prímesou a s telesami acidných felzitickej vulkanitov sa nachádzajú tiež v oblasti Rákoš – Jelšava /A.Vozárová ex T. Gregor a kol. 1976/. Litologicky obdobný komplex vulkanoklastických sedimentov vystupuje v subautochtónnej pozícii v oblasti Kobeliarova /kóty Bučina, Spúšťadlo, Ježovec/ i v oblasti k. Golát juhozápadne od Medzeva /bučinské vrstvy v zmysle O.Fusána 1959/. Hrúbka sedimentov rožňavského súvrstvia je 200–400 m. Dôkazov o veku rožňavského súvrstvia je doposiaľ málo. V poslednom čase určila E.Planterová /1980/ z pieskovcov a bridlíc z nadložia prvého zlepencového horizontu severne od Drnavy spoločenstvo spóromorf v rozpätí stefan C–D – autun.

Do rožňavského súvrstvia boli začlenené i intenzívne tektonicky deformované sedimentárne súbory, ktoré sa nachádzajú v oblasti západne od



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Obr. 11 Litostratigrafická schéma gočaltovskej skupiny /zostavila A.Vozárová/

1 – zlepence, 2 – pieskovce, 3 – striedanie pieskovcov, prachovcov a bridlíc, 4 – bridlice s laminami karbonátového materiálu, 5 – bridlice, 6 – vápence, dolomitické vápence, 7 – zlepence, pieskovce zmiešané s kyslým vulkanoklastickým materiálom, 8 – metaryolitové tufy, 9 – metaryolity, metadacity

Jasova a južne od Kobeliarova. Litologicky je tento komplex zložený z drobnozrnných pomerne monomiktných zlepencov, pieskovcov a bridlíc, ktoré boli lokálne zmenené v podmienkach metamorfnej fácie zelených bridlíc. Všeobecne platí zjednočenie smerom do vrchných častí komple-xu. V jeho bazálnych častiach vystupujú telesá acidných vulkanitov so sprievodnými vulkanoklastickými sedimentmi /údolie Teplice, z. od Jasova/. Stratigraficky bol tento komplex zaradovaný rôzne. Niektoré jeho členy boli považované za súčasť gelnickej skupiny /J. Šuf 1936/ alebo spodného karbónu /O. Fusán 1954/. M. Máška /1957/ ho priclenil k rožňavsko-železníckej sérii v zmysle J. Šufa /l.c./. O. Fusán /1959/ i L. Snopko /1965/ ho považujú za súčasť juhogeridného vrchného karbónu /L. Snopkom vymedzený Filipka-zlepenc/. Podrobne litologické členenie v oblasti na Z od Jasova urabil P. Reichwalder /1973/. Pomenoval ho ako jasovský vývoj a priclenil ho k permu.

83 Masívne pieskovce

Stredno- až hrubozrnné pieskovce, nevrstevnaté, šedej až šedozielenej farby. Dosahujú najväčšiu hrúbku 80 m. Textúra je masívna, lokálne plošne paralelná; štruktúra blastopsamitová. Minerálne zloženie piesčitej frakcie: kremeň, draselny živec, šachovnicový albit, plagioklas o bázicite An₀₉₋₁₄, klastická slúda. Sprievodné minerály: zirkón, rutil, turmalín, apatit. Základná hmota dosahuje v priemere 15 % až 25 % z pieskovcov; je nízkometamorfne rekryštalizovaná. Asociácia nízkometamorfných mineralov: sericit, chlorit, kremeň, rutil, turmalín. Mineralogická zrelosť pieskovcov stúpa všeobecne v smere od východu na západ. Zatiaľ čo na východe územia /medzi dolinami Vyšná Ráztoka a Blatnica/ je obsah zrn kremeňa 83–95 %, živcov 2–12 %, a klastickej slúdy 1–5 % z piesčitej frakcie, v západnej časti územia /k. Ostrá skalka, okolie Rožňavy/ je absolútne prevládajúcou zložkou v piesčitej frakcii kremeň. Živce a klastická slúda sú obsiahnuté len v akcesorickom množstve. Petrograficky zodpovedajú opísané pieskovce kremenným a arkózovým drobám.

82 Polymiktné zlepence

Najvýraznejšie sú vyvinuté vo východnej časti územia – v oblasti Medzev – dolina Blatnica. Sú to pestrofarebné, drobno- až strednozrnné zlepence, zložené z polymiktného materiálu. Materiál bol redeponovaný z bezprostredného podložia – štóskeho súvrstvia. Petrografické zloženie valúnového materiálu: kremeň, metamorfované drobové pieskovce, meta-

kvarcity, fyllity, sericitické a sericiticko-chloritické, hematitické kvarcity, paleoryolity. Valúnový materiál je slabo opracovaný.

Polymiktné zlepence vystupujú v dvoch horizontoch. Prvý horizont o hrúbke 50–80 m leží priamo na báze rožňavského súvrstvia alebo v nadloží masívnych pieskovcov /medzi údolím Nižnej Ráztočky a Živánskej doliny/. Druhý horizont je najvýraznejšie vyvinutý medzi hrebeňom Malého Jelenieho vrchu a dolinou Blatnice /hrúbka 50–150 m/. Vyhľadávané zlepence sú z komplexu polymiktných pieskovcov, ktoré tvoria priame stratigrafické nadložie prvého horizontu.

81 Oligomiktné zlepence

Nachádzajú sa všade tam, kde priame stratigrafické podložie rožňavského súvrstvia tvorí gelnická skupina. Sú charakteristické monotónnym petrografickým zložením valúnového materiálu, ktorý je zložený z kremeňa a z metamorfovaných pieskovcov. Valúnový materiál v bazálnej časti je pomerne pestrejší. Pribúdajú úlomky fyllitov a paleoryolitov /lokality Tri kopce pri Rožňave, Ostrá Skalka s. od Rákoša, južný svah k. Tureckej/. Maximálne rozšírenie oligomiktných zlepencov je v území medzi Rožňavou a Sirkom. Vo východnej časti je to oblasť severne od Drnavy. Zlepence sú drobno- až strednozrnné, len na niekoľkých lokalitách /k. Gľac juhovýchodne od Raštára, výskyty západne od Gočova a severne od Drnavy/ nadobúdajú v bazálnych častiach hrubozrnnú štruktúru. Všeobecne možno konštatovať, že v rámci zlepencového horizontu sa v smere od bazálnej do vrchnej časti zmenšuje veľkosť valúnov a zvyšuje sa percentuálne zastúpenie kremeňa oproti metamorfovaným pieskovcom a kvarcitolom. Opracovanosť valúnového materiálu je veľmi nízka – v priemere 0,3–0,4 jednotiek zaoblenia v zmysle W.C.Krumbeina /1941/ – A.Vozárová 1973/.

Zlepence majú masívnu nevrstevnatú textúru, prípadne sú hrubovrstevnaté. V hrubých vrstvách zlepencov je miestami vyvinutá nevýrazná gradácia podľa zrnitosti.

80 Stredno- a hrubozrnné droby

Je to komplex polymiktných pieskovcov, ktorý je priestorovo a geneticky spätý predovšetkým s polymiktnými zlepencami. Sú to pieskovce veľmi slabo štruktúrne vytriedené, s obsahom základnej hmoty v priemere 30 až 50 %. Na mineralogickom zložení piesčitej frakcie sa podielala v prevládajúcom množstve kremeň, často vulkanogénneho genetického typu, ďalej úlomky nestabilných hornín – sericitických, chloriticko-serici-

tických a hematitových fyllitov. V malom množstve sú prítomné fragmenty draselných živcov, plagioklasov a klastickej slúdy. Sprievodné minerály: zirkón, rutil, turmalín, titánit, ilmenit.

Petrograficky zodpovedajú tieto pieskovce drobám. Nízkometamorfjná premena pieskovcov sa prejavila rekryštalizáciou a miestami čiastočným usmernením základnej hmoty. Z novotvorených minerálov bol zistený sericit, chlorit, kremeň, rutil.

79 Stredno- a hrubozrnné kremenné droby a kremenné pieskovce

Vystupujú v nadloží oligomiktných zlepencov. Sú šedé, hrdzavosedé, s nevrstevnatou, paralelne usmernenou alebo vrstevnatou textúrou, s vrstvami nerovnomernej hrúbky. V niekoľkých profiloch /oblasť k. Ostrá Skalka severne od Rákoša a oblasť k. Zráz južne od Sirku/ bola v tomto komplexe pieskovcov pozorovaná dobre vyvinutá cykličnosť. Cykly hrúbky 1,5–3 m sú v bazálnych častiach tvorená piesčitými zlepencami a smerom do vrchných častí prechádzajú do pieskovcov s veľmi častým horizontálnym zvrstvením i šikmým zvrstvením konkávného typu. Miestami sú zachované i najvrchnejšie časti cyklov, v podobe erozívnych zvyškov telies piesčitých bridlíc. V bazálnych častiach cyklov sú bežné erozívne rozmyvy.

Podstatnou minerálnou zložkou piesčitej frakcie v týchto pieskovcoch je kremeň. Len v akcesorickom množstve boli zistené úlomky klastickej slúdy. Sprievodné minerály: zirkón, rutil, turmalín. Obsah základnej hmoty kolísae od 15 % do 40 %. Pri jej nízkometamorfnej premene vznikol sericit a kremeň.

78 Pieskovce, zlepence zmiešané s vulkanoklastickým materiálom

Je to výrazný litologický horizont, ktorý je rozšírený vo vrchných častiach vymedzeného rožňavského súvrstvia a vystupuje i na viacerých miestach v subautochtónnej pozícii /oblasť okolo Kobeliarova a k. Golátu, jz. od Medzeva/. Litologicky je to pestrý komplex pieskovcov, bridlíc a zlepencov, zmiešaný s kyslým vulkanoklastickým materiálom popolovej veľkosti, doprevádzaný lokálne silne prekremenenenými polohami charakteru gejziritov /intenzívne prejavy postvulkanickej činnosti/. Polohy zlepencov obsahujú okrem bežného klastického detritu – kremeňa a metapiесkovcov – valúny felzitov ryolitového zloženia /miestami 40 až 50 % valúnového materiálu/. Pochádzajú z efuzívnych telies, ktoré

sú súčasťou celého komplexu. Opisovaný komplex sa zhoduje so súborom, ktorý O. Fusán /1959/ označil ako bučinské vrstvy. Odlišná je však interpretácia jeho stratigrafickej a tektonickej pozície.

77 Metamorfované oligomiktné zlepence

Sú to drobno- až strednozrnné metazlepence, výrazne plošne paralelne usmernené. Valúnový materiál je v plochách bridličnatosti silne deformovaný. Je zložený predovšetkým z kremeňa a metakvarcitov, v malom množstve z fragmentov fyllitov a kyslých vulkanitov. Základná hmota metazlepencov s časťou valúnového materiálu je metamorfne rekryštalizovaná do vyšej časti fácie zelených bridlíc. Asociácia nízkometamorfínnych minerálov: muskovit, kremeň, albit. Výskyt oligomiktných metazlepencov je viazaný na dve tektonicky exponované pásma – oblasť západne od Jasova a južne od Kabeliarova, v okolí kóty Repisko.

76 Metamorfované pieskovce

Ihô výskyty sú priestorove viazané na rozšírenie oligomiktných metazlepencov. Farba je svetlosivá, textúra výrazne plošne paralelná a v dôsledku vzniku klieváže vráskovaná, štruktúra je lepidogranoblastická. Intenzívna tlaková metamorfóza spôsobila úplnú destrukciu a rekryštalizáciu pôvodných klastických zŕn. Vznikla asociácia metamorfovaných minerálov, z ktorých je najhojnnejší muskovit a kremeň. Okrem toho vznikol stilpnomelán, chloritoid a malé nezdvojčatené parfyroblasty albitu. Bežné sú zonálne kryštály turmalínu s uzavreninami nepriesvitných minerálov.

75 Sericitické, sericiticko-chloritické a chloritoidové fyllity

Tvoria obvykle vrchné časti metamorfovaného súboru, do ktorého patria i predtým opísané dve skupiny metasedimentov. V predmetamorfnom štádiu tvorili komplex ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc. Sú jemnozrnné, výrazne bridličnaté, detailne zložené do vrások, čo je spôsobené klievážou. Štruktúra je granolepidoblastická, zložená predovšetkým z kremeňa, sericitu a chloritu. Z ďalších minerálov bol zistený chloritoid, stilpnomelán a parfyroblasty albitu so zachovanou mikrovráskavou helicitickou štruktúrou. Chloritoid a albit majú v štruktúre postavenie postkinematických minerálov.

74 Metaryolity a metadacity, ich tufy

Ako už bolo predtým spomenuté, kyslé vulkanické a vulkanoklastické horniny tvoria dva významné stratifikačné horizonty. Prvý sa zjavuje v bazálnych častiach rožňavského súvrstvia /P.Reichwalder 1973/. Je reprezentovaný relatívne tenkou polohou pieskových tufov /hrúbka 5–20 m/, ktorá má značné plošné rozšírenie. Tvorí viac-menej súvislú polohu od údolia Nižnej Ráztoky až na východné svahy Tupého vrchu, ďalej v oblasti k. Zeleňák a Skorušiná /J.Šuf 1936/, východne od Lúčky /D.Andrusov 1953/, na jz. svahu k. Gobič, na severných svahoch k. Hajdú Oldal a na J od Smořníka v doline Veľká Kotlina. Ďalej sú na západe územia výskyty kyslých vulkanoklastických hornín a vulkanitov v oblasti k. Hrádok, západne od Gočova a východne od Rákaša.

Pieskové tufy sú šedé až hrdzavosedadé horniny, lokálne s výraznebridličnatou textúrou. Majú blastokryštalickú štruktúru. Kryštaloklasty tvoria v priemere 20–25 % z vulkanoklastickej horniny. Sú tvorené silne magmaticky korodovaným kremeňom, albitizovaným draselným živcom a plagioklasom o bázicite An₁₄. Základná hmota je usmernená, zložená zo sericitu, kremeňa, rutilu, turmalínu a slabo anizotropného rekryštalizovaného vitroklastického materiálu. Sprievodné minerály: zirkón, titanit, rutil, ilmenit.

V tej istej stratigrafickej pozícii sa vyskytujú drobné telesá efuzívnych telies /jz. od Medzeva, J.Kantor 1950/, východne od doliny Vyšná Ráztoka /A.Vozárová 1977/, ryolitovo-dacitového charakteru, Ca-magmatickej série /T.Gregor–P.Reichwalder–A.Vozárová 1981/. Vulkanické horniny sú felzitické, zelenosedej farby, s obsahom porfyrických výrastlíc najviac 5–10 %. Zloženie porfyrických výrastlíc: kremeň, draselný živec, plagioklas. Základná hmota je mikrokryštalická so zachovanými reliktmi sferolitickej štruktúry. Rudné minerály: hematit, ilmenit, limonit, pyrit. Sprievodné minerály: zirkón, apatit, turmalín.

Teleso vulkanických hornín v oblasti doliny Vyšnej Ráztoky zodpovedá dacitu. Je zaujímavé vývojom mandľovcovej textúry, s mandľami veľkosti okolo 0,5 cm. Výplň mandlí je zložená z kremeňa chalcedónovej štruktúry /l.c./.

Druhý vulkanický horizont sa objavuje vo vrchných častiach rožňavského súvrstvia. V tomto vulkanicko-sedimentárnom komplexe sa objavujú telesá popolových tufov i felzitických metaryolitov zelenosedej farby /oblasť k. Bučina, Spušťadlo, Ježovec v okolí Kobeliarova, tiež oblasť k. Šebková z. od Gočaltova/. Porfyrické výrastlice zastúpené v akcesorickom množstve sú tvorené kremeňom a albitizovaným draselným živcom. Výrazná je v tomto komplexe turmalinizácia a prekremenenie.

Produkty kyslého vulkanizmu sú zastúpené v metamorfovaných sedimentoch západne od Jasova. Po prvý raz ich opísal J. Šuf /1936/ a priradil ich ku gelnickej sérii. P. Reichwalder /1973/ ich začlenil do ním vymedzeného jasovského vývoja permského veku. V tomto komplexe prevládajú výlevné ekvivalenty nad vulkanoklastickými horninami. Metaryolity majú porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice tvoria okolo 30 % objemu vulkanitov a sú tvorené kremeňom a albitom-oligoklasom. Základná hmotá je mikrokryštalická, zložená z kremeňa a sericitu. Sprievodné minerály: zirkón, rutil a apatit.

Štítnické súvrstvie

Reprezentuje vrchnú časť vymedzenej gočaltovskej skupiny. Je rozšírené v oblasti medzi Štítnikom – Rozložnou a Jelšavou, ďalej na východe územia v oblasti Brezového vrchu, západne od Hačavy a západne od Zádielskej doliny. Charakteristickou litologickou črtou štítnického súvrstvia je cyklické striedanie pieskovcov a piesčitých bridlíc, pričom je výrazná vrstevnatosť s dobре zachovanou konštantnou hrúbkou jednotlivých vrstiev. Všeobecne prevládajú v bazálnych častiach súvrstvia pieskovce, lokálne hrubšie zrnité. Smerom do nadložia zvyšuje sa množstvo vložiek bridlíc, piesčitých bridlíc zelenošedej a fialovo-zelenej farby, prípadne bridlice úplne prevládajú. V najvrchnejšej časti štítnického súvrstvia sa zjavujú tenké polohy vápnitých bridlíc i detritických vápencov a dolomitických vápencov a karbonatických pieskovcov. Tvoria šošovkovité telesá hrúbky 30–50 m. V podloží týchto karbonátových sedimentov sa objavuje horizont šošovkovitých telies svetlosivých stredozrnných pieskovcov, ktoré sú charakteristické pomerne vysokým obsahom živcového detritu /25–30 %/ a klastických slúd /10 %. Tieto typy pieskovcov boli zistené severne od Lúčky a Bôrky a v oblasti k. Cervená chrasť, severne od Rozložnej /A. Vozárová 1977/.

V oblasti západne od Gočaltovského mlyna bol banskými prácami, ktoré robil Čsl. uránový prieskum, zachytený vulkanogénny horizont o hrúbke 80–120 m, smernej dĺžky asi 2 km. Tiahne sa od Gočaltovského Mlyna cez južné svahy Staréj hory až ku k. 673 m /I. Štimmel 1968/. V bazálnych častiach vulkanogénneho horizontu sa nachádzajú tenké výlevné telesá felzitických ryolitov, smerom do nadložia prevládajú vulkanoklastické sedimenty.

Hrúbka štítnického súvrstvia je 400–600 m. Stratigrafické zaradenie tohto komplexu je uvažované na základe prácu J. Šufa /1930, 1960, 1963/, najmä na základe určenia zvyškov flóry /F. Němejc/ v posledne

menovanej práci. Nové určenie staršieho nálezu šupiny šišky a vetvičky, ktoré patria druhu *Pseudowolitzia liebeana* /Gein/ Florin a nové nálezy lístkov rodu *Spheno zamites* svedčia jednoznačne podľa F. Nemejca o vrchnopermskom veku. Na základe toho vyjadruje J. Šuf /1963/ názor, že zvyšky schránok lastúrnikov, ktoré boli nájdené na k. Háj v roku 1960 spolu so zvyškom flóry, a boli predtým priradované k spodnému triasu, patria k čeľadi *Antracosiidae* Amal. 1892, resp. k rodu *Carbonicola McCoy*, 1855.

Nie je však vylúčené, že najvrchnejšie časti štítnického súvrstvia komunikujú stratigraficky už so spodným triasom, ako to na základe lithologických rozborov predpokladal už H. Böckh /1905/ a M. Mišík /1953/. E. Planderová /1980/ určila z vrchnej časti nami vymedzeného štítnického súvrstvia spoločenstvo spóromorf zodpovedajúce spodnému triasu.

73 Jemno- až strednozrnné pieskovce s polohami bridlíc

Tvoria predovšetkým bazálne časti štítnického súvrstvia, avšak ďalšie výraznejšie polohy pieskovcov sa objavujú aj vo vrchných častiach súvrstvia.

Sú to šedé, zelenošedé, hrdzavošedé pieskovce. Textúra je obvykle vrstevnatá, štruktúra pieskovcov blastopsamitová. Klastické zrná pieskovcov tvorí predovšetkým kremeň /83–88 % piesčitej frakcie/. V oblasti Štítnik–Jelšava, kde je v podloží štítnického súvrstvia vyvinutý výrazný vulkanogénny horizont, je značná časť kremenných zrn vulkanogénneho pôvodu. Zistené boli i úlomky acidných vulkanitov felzitickej štruktúry. Z nestabilných minerálov sú prítomné živce a klastické sľudy. Živce /v priemere 4–7 % piesčitej frakcie/ sú zastúpené albitizovaným ortoklasom, šachovnicovým albitom a plagioklasom o bázicite An_{11-14} . Klastická sľuda tvorí lokálne 4–7 % piesčitej frakcie. Okrem svetlej sľudy sú bežné zbytky chloritizovaného a vybieleného biotitu. Základná hmota tvorí 20–40 % sedimentu; je čiastočne usmernená a rekryštalizovaná. Vzniká sericit, chlorit, turmalín, rutil.

Bridlice pôvodne šlovité, šlovio-piesčité tvoria vložky v pieskovcoch. Sú jemnozrnné, majú usmernenú textúru, šedozelenú a fialovošedú farbu. Piesčitá prímes má obdobný charakter ako zrná predtým opísaných pieskovcov. Je koncentrovaná obvykle do lamín. Vzácne boli zistené závalky šlovitých intraklastov.

Polohy pieskovcov, ktoré sa nachádzajú vo vrchných častiach súvrstvia sú charakteristické zvýšeným obsahom živcov /25–30 %/ a klastickej sľudy /10 %/.

72 Bridlice s polohami jemnozrnných pieskovcov

Časť štítnického súvrstvia, v ktorej prevládajú bridlice nad pieskovcami. Pieskovce sú jemnozrnné, pôvodne ílovité. Piesčitá a prachová frakcia je obdobného mineralogického zloženia ako u predtým opísaných pieskovcov.

Bridlice, fylitické bridlice sú pôvodne ílovité, ílovito-piesčité, vzácné slienité. Horninotvorné minerály možno rozdeliť do dvoch skupín:

a/ prachovitá prípadne drobnopiesčitá prímes klastických zrn – kremeň, plagioklasy /bázicita An₁₀₋₁₄/, albitizovaný draselny živec, šachovnicový albit, klastická sluda vrátane rozloženého biotitu;

b/ autigénne a nízkometamorfné minerály – sericit, chlorit, albit, karbonáty, submikroskopický rutil a turmalín, pyrit. Klastická prímes tvorí najviac 30 % hornín.

71 Pieskovce v striedaní s bridlicami

Cyklické striedanie pieskovcov a bridlíc tohto istého petrografického zloženia ako v kolóne č. 73, 72. Zodpovedá v geologickej mape nerozčleneným súborom, teda s prevahou pieskovcov alebo bridlíc.

70 Detritické a dolomitické vápence

Farbu majú šedú, šedoružovú, hrdzavošedú; tvoria šašovkovité telesá hrúbky 20–50 m. Nápadná je klastická prímes piesčitých zrn a sporadickej sa vyskytujúce litoklasty tmavých fyllitov veľkosti 1–2 cm. Klastická prímes je usporiadaná do paralelných prúžkov a zvýrazňuje horizontálne zvrstvenie karbonátov. Štruktúry vápencov a dolomitických vápencov sú: detritická, pseudobrekciovitá, zrnitá, mozaiková, pelitomorf-ná, chuchvalcovitá. Stavebnými zložkami karbonátov sú:

a/ karbonáty – kalcit, dolomit;

b/ klastická prímes úlomkov minerálov a hornín – kremeň, klastická sluda, chlorit, zirkón, rutil, apatit, intraklasty ílovitých bridlíc, fragmenty sericitických fyllitov;

c/ autigénne a nízkometamorfné minerály – kremeň, albit, mikroklin, pyrit, sericit, dolomit.

Autigénne živce dosahujú veľkosť 0,3–0,6 mm. Ich obsah v karbonátoch sa mení od 0,5 až do 17–20 %. Obsahujú četné inklúzie kalcitu, sericitu, chloritu, nepriesvitných minerálov, rutulu, turmalínu.

Ružovo sfarbené variety karbonátov obsahujú hematitový pigment. La-

minárna textúra v karbonátoch je niekedy zvýraznená jemnými medzivrstvičkami ílovitých bridílc zelenošedej farby.

Meliatska skupina

Trias – jura ?

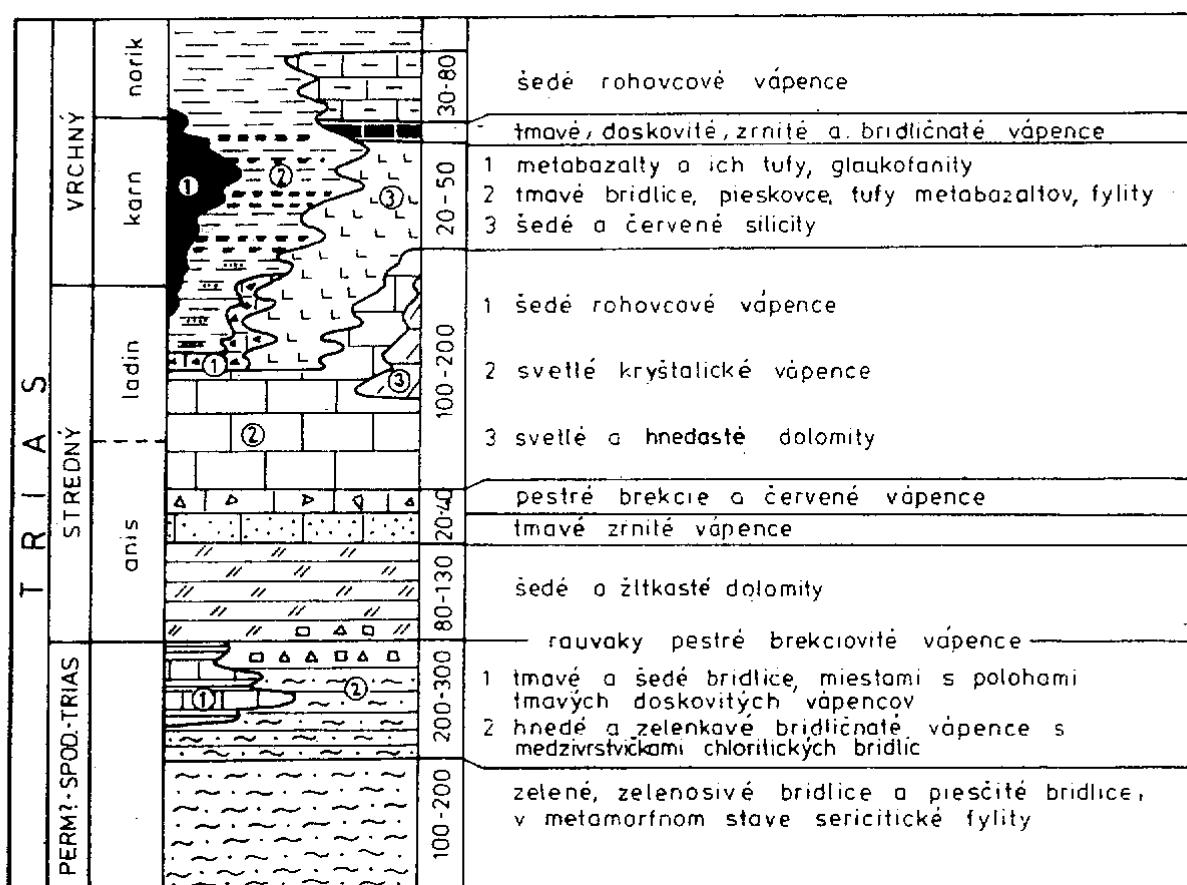
Meliatska skupina predstavuje pestrý súbor slabo i silnejšie metamorfovaných hornín triasového a azda i jurského veku, ktoré sa na zobrazenom území vynárajú prevažne vo forme tektonických okien a polookien spod silického príkrovu alebo spočívajú vo forme tektonických šupín na paleozoických komplexoch. Ide o eugeosynklinálny komplex s hojnými prejavmi bázického vulkanizmu, hlavne v strednom a vrchnom triase. Názvom meliatska séria ju pomenovala V. Čekalová /1954/.

Horniny meliatskej skupiny vychádzajú v zobrazenom území na povrch v smere od východu na západ: medzi Jasovom a Hačavou, v Zádielskom okne a polookne, v okolí Lúčky a Bôrky, v Krásnohorskom Podhradí, v okolí Honcov a Štítnika, v nižnoslanskej depresii /Ždiar, Kobeliarovo, Radzim/, v okolí Dobšinej, na severných svahoch Slovenskej Skaly a Troch Peniažkov, v okolí Rákoša, v západnej časti Slovenského krasu. Dalšie dôležité výskytu mimo zobrazeného územia sú v turnianskom a meliatsko-držkovskom tektonickom okne.

Úroveň spracovania jednotlivých výskytov nie je rovnaká. Na niektorých lokalitách bol pomocou konodontov, palinológie i litologických metód zistený celý vrstevný sled alebo jeho podstatná časť. Medzi také patria: Meliata /typová lokalita/, Turnianska kotlina, s. svahy Plesivskej planiny, okolie Štítnika a severné svahy Slovenskej skaly. Na ostatných lokalitách stratigrafické zaradenie vychádza zo superpozície alebo korelácie s preskúmanejšími lokalitami. Pri nedostatku skamenelín a dosť silnej metamorfóze nie je možné na mnohých lokalitách rozhodnúť, či ide o súvislé vrstevné sledy alebo o tektonické opakovanie šupín.

Jednotlivé šupiny majú často v rovnakom stratigrafickom rozpätí odlišné vrstevné sledy. Dá sa predpokladať, že v budúcnosti bude možné laterálne a vertikálne odlišiť v rámci terajšej meliatskej skupiny viaceru súvrstvá. Takéto pokusy viedli už v minulosti k tomu, že pri meliatskej sérii s.s. bola vyčlenená jelšavská /J. Mello in T. Gregor a kol. 1976/, a hačavská formácia /P. Reichwalder a kol. 1976/. Dúbravské vrstvy O. Fusána /1959, s. 178/, hoci sa doteraz nepodarilo ich triasový vek

preukázať, by mohli reprezentovať ďalšie súvrstvie. Môže sa tiež naopak ukázať, že namiesto terajšej meliatskej skupiny sú skupiny dve alebo tri a patria k jednej alebo viacerým tektonickým jednotkám. Nakoľko však za dnešného stavu poznatkov by ešte takéto podrobne členenie bolo veľmi nedokonalé a prinášalo by rad problémov pri kartografickom znázorňovaní, neboli v rámci meliatskej skupiny kartograficky vyčlenené jednotlivé súvrstvia. To má i svoje nedostatky, napr. v tom, že v legende sa k sebe v niektorých prípadoch dostali okienka takých lithostratigrafických členov, ktoré v skutočnosti v superpozícii nikde nevystupujú. Problematikou meliatskej skupiny sa zaoberal D. Andrusov /1953, 1975/, A. Begán-L. Snopko /1963/, K. Borza /1966/, J. Bystrický /1954, 1959, 1962, 1964/, J. Bystrický-O. Fusán /1955/, V. Čekalová /1954/, Ž. Ilavská /1964/, H. Kozur-R. Mock /1973a,b/, M. Mahel /1953, 1954, 1975/, L. Snopko /1957, 1972/, I. Varga /1971, 1978/ a mnohí ďalší.



Obr. 12 Litostatigrafická schéma meliatskej skupiny /zostavili: Ľ. Gaál – J. Mello/

69 Zelené a zelenosivé bridlice
a piesčité bridlice /perm? – spodný trias?/

Tieto vrstvy boli vymapované iba na východných svahoch Bradla západne od Jelšavy, severne od hematitového ložiska a na severnom úpäťí Troch Peniažkov v nadloží štítnického súvrstvia, kde dosahujú hrúbku až 250 m /J.Mello in T.Gregor a kol. 1976/. V navetranom stave sú často žltkasté až hnédé. Miestami sa v nich nachádzajú jemné piesčité polohy.

68 Tmavé a šedé bridlice, miestami s polohami tmavých
doskovitých vápencov /perm? – spodný trias?/

Vrstvy sa vyskytujú spravidla ako najspodnejší člen v jednotlivých šupinách meliatskej skupiny pri Jasove, v Šugovskej a Blatníckej doline, v okolí Hačavy, pri Bôrke, západne od Štítnika a na severných svahoch Troch Peniažkov. Ide o tmavé a sivé, miestami až grafitické bridlice. Obsahujú vložky tmavých bridličnatých vápencov /pri Jasove, v Šugovskej doline, západne od Hačavy, v Blatníckej doline a pod./. P.Reichwalder /1973/ opísal tieto vrstvy z okolia Hačavy ako bazálny člen „vrchného vrstevného komplexu“ /= hačavskej formácie/.

V ostatnom čase E.Planderová /1979/ palinologicky preukázala spodnotriásový vek bridlíc na troch lokalitách – v Šugovskej doline, v Hačave a západne od Štítnika. Domnieva sa, že vysoké percento morského planktonu v bridliciach zo Šugovskej doliny, od Štítnika i ďalších lokalít poukazuje na sedimentáciu v otvorenom morskom bazéne.

67 Hnedé i zelenkavé bridličnaté vápence
s medzivrstvičkami chloritických bridlíc /spodný trias/

Spodnotriásový vek týchto sedimentov neboli paleontologicky doložený, avšak je dostatočne dokumentovaný stále tou istou pozíciou vo vrstevnatom siede vo viacerých profiloch na rôznych lokalitách /napr. v Šugovskej doline sa nachádza medzi tmavými bridlicami s palinologicky doloženým permisko-spodnotriásovým vekom a sivými celistvými dolomitmi anisného veku/.

Vrstvy sú hojne rozšírené a vyskytujú sa prakticky na všetkých vyššie vymenovaných výskytoch meliatskej skupiny. Súvrstvie veľmi dobre pristupné pre výskum napr. v záreze cesty Jelšava – Štítnik na východnom okraji Jelšavy. Podľa tejto typovej lokality boli vrstvy pracovne nazvané ako jelšavské vrstvy /J.Mello in T.Gregor a kol. 1976/. Hojné sú vrstvy

rozšírené aj na severných svahoch Sivej skaly na S od Honcov, kde na značnú vzdialenosť tvoria podložie aniských dolomitov.

Makroskopicky ide o svetlé, zelenkavé i hnedé zrnité, obyčajne doskovité až bridličnaté vápence s medzivrstvičkami zelených, niekedy i sivých chloritických bridlíc. Miestami je dosť hojná piesčitá prímes, ktorá zrejme predstavuje doznievanie detritickej sedimentácie permu, prípadne spodného triasu.

Na niektorých lokalitách, kde sa nemožno oprieť o pozíciu vo vrstevnom sledu, sa tieto vrstvy dosť ľahko odlišujú od pravdepodobne stredno- až vrchnotriásových svetlých a sivých vápencov s vložkami vulkanického materiálu.

Oboje vrstvy sa vyznačujú charakteristickým „kôrovitým“ vyvetrávaním.

66 Rauvaky a pestré brekciavité vápence /spodný – stredný trias?/

Na viacerých miestach /napr. v okolí Lúčky – J.Mello a kol. 1972; v štítnicko-dobšinskej depresii – L.Snopko a kol. 1965, I.Varga in J.Mello a kol. 1979 a inde/ sa uprostred vrstiev meliatskej skupiny nachádzajú rauvaky a pestré brekciavité vápence. Nie je dosiaľ jednoznačne rozhodnuté, či ide o horniny primárne, alebo tektonicky vzniknuté. Za prvú možnosť, aspoň na niektorých lokalitách, by hovoril spoľočný výskyt s evaporitmi.

65 Sericitické fylity /spodný – stredný trias?/

Sú vymapované najmä v nižnoslansknej depresii medzi Honcami a Kobeliarovom, kde zaberajú pozíciu medzi zlepencami „typu Filipka“ /v zmysle L.Snopku 1966/ a dúbravskými vrstvami. Ich stratigrafické zaradenie, ktoré je závislé od zaradenia týchto členov, je pravdepodobne perm – spodný trias. Ak sú však nadložné dúbravské vrstvy stredno- až vrchnotriásové, zastupujú zrejme i časť stredného triasu.

Ide o sericitické, vo väčšine prípadov piesčité fylity. Prechody do chloritických fylitov, prípadne až metabazaltových tufitov sú pozvoľne.

64 Šedé a žltkasté dolomity /anis/

Ide o veľmi charakteristické oporné súvrstvie, ktoré možno i napriek nedostatku skamenelín zaradiť do /? spodného/ anisu na základe analógie so susednými jednotkami. Dolomity sú lavicovité i nevrstevnaté,

sivé i žltkasté, s typickým dolomitovým vyvetrávaním i rozpadom. Vystupujú na báze karbonátového komplexu v okolí Honcov a Štítnika. Sú prevažne mikrokryštalické, mozaikovej štruktúry alebo úplne afanitické.

63 Tmavé zrnité vápence /anis/

Zo zobrazeného územia bola ich prítomnosť zistená iba východne od Hačavy, kde ich rozšírenie poukazuje na úzke priestorové vzťahy so súvrsťím sivých a žltkastých dolomitov. Sú tu značne metamorfofné. Kalcitovú mozaiku tvoria až centimetrové kryštály.

62 Pestré brekcie a červené vápence /anis?/

Tento člen je známy východne od Hačavy, zo zárezu poľnej cesty vedúcej ku k. 688,4 na Jasovskej planine a z chrbátika nad zárezom. Výskyt podobných červených brekcií bol zistený i severne od Bôrky sz. od k. 905,8 /Durko/.

Úlomky sú zložené prevažne z červených vápencov. Tmel je červený, slienitý, s drobnými úlomkami sivozelených bridlíc a zrnami kremeňa.

Uvedené vápence a brekcie na V od Hačavy vystupujú v najvyššej šupine meliatskej skupiny.

61 Svetlé kryštalické vápence /anis-karn?/

Ide o veľmi charakteristický a azda najhojnejšie rozšírený člen meliatskej skupiny. Vápence vytvárajú morfologicky nápadne vyvýšeniny a bradlá. Sú svetlé až biele, nevrstevnaté, na povrchu skrasovatené, prevažne hrubokryštalické. Pôvodne zrejme išlo o rifovo-lagunárne vápence. Ich stratigrafické rozpätie na všetkých lokalitách nie je rovnaké. Napr. na lokalite v Meliate nadložné červené vápence sú datované ako pelsónske /R.Mock in J.Mello a kol. 1979/. Znamená to, že svetlé kryštalické vápence sú tu vyvinuté iba v najspodnejšom anise. Naproti tomu v okolí Hačavy a zrejme i inde majú tieto vápence omnoho širšie stratigrafické rozpätie, ako na to poukazuje nález karnských konodontov vo vápencoch s vložkami vulkanického materiálu /R.Mock in J.Mello a kol. 1977/. Hrúbka vápencov tiež kolíše – od niekoľko sto /vrt Meliata/ do niekoľko málo metrov.

60 Svetlé a hnedasté dolomity /anis-karn?/

Na niektorých miestach obsahujú vyššie opisované svetlé kryštalické vápence menšie i väčšie polohy svetlých i hnedastých dolomitov. Tak je tomu najmä v oblasti Trojštítu pri Štítniku a v masíve Sivej skaly severne od Honcov. Nie je dosiaľ preskúmané, či ide o dolomity primárne alebo diagenetické.

59 Šedé rohovcové vápence /ladin-karn?/

V nadloží svetlých kryštalických vápencov v západnom okolí Štítnika spočívajú sivé kryštalické rohovcové vápence a v ich nadloží tmavé bridlice. Podobná situácia je i v synklinálnej šupine Slovenskej skaly /zaraďovanej do silického príkrovu ako prechodný element k meliatskej skupine/. Z rohovcových vápencov, napriek odberu značného počtu vzoriek z viacerých lokalít, sa dosiaľ nepodarilo získať konodonty. Na základe pozície medzi vyššie uvedenými vrstvami im pripisujeme ladin-sko?-karnský vek.

58 Tmavé bridlice – fylity, pieskovce, miestami s vložkami tmavých vápencov /ladin-karn/

Sú ďalšími charakteristickými a hojne rozšírenými vrstvami meliatskej skupiny, hlavne v južnejších šupinách. Dosahujú značné rozšírenie v okolí Štítnika, Honcov, Mikolčian, ale najmä mimo zobrazeného územia v turnianskom a meliatsko-držkovskom tektonickom okne. Západne od Štítnika E.Planderová /1979/ získala zo sivých piesčitých až ťovi-tých bridlíc spóromorfy *Gaetaceaepollenites* sp., *Duplicisporites granulatus*, *Triadispora crassa*, *Ovalipollis ovalis*, *Concentratisporites*, *Cyclo-triletes aff. triassicus* a iné, poukazujúce na strednotriasový až vrchnotriasový vek vrstiev.

Na triasové spóromorfy boli pozitívne i bridlice zo severného svahu Plešivskej planiny. U týchto bridlíc predpokladal H.Kozur a R.Mock 1973b/ jurský vek. Ide tu však zrejme o vyššiu šupinu meliatskej skupiny.

57 Šedé a červené silicity /ladin-karn/

Na rozhraní medzi svetlými kryštalickými vápencami a bridlicami alebo i uprostred komplexu bridlíc sa často nájdú polohy, alebo dosky silicotov /Meliata, Mikolčany, Držkovce, s. svah Plešivskej planiny, Bradlo/. Iba zriedkavo však ide o pravé rádiolarity /Držkovce/.

Pokým silicity vystupujú uprostred bridlíc, vzájomné prechody sú často pozvoľné – cez kremité flouce. Farbu majú červenú, ružovú, zelenkastú, žltkastú a vzácne aj čiernu.

Spodnoladinský vek rádiolaritov bol preukázaný pomocou rádiolárií na lokalite Držkovce /P.Dumitrica–J.Mello 1982/. Tento údaj však nemožno zavšeobecniť na všetky rádiolarity. Treba počítať s tým, že v meliatskej skupine sú i rádiolarity mladšie.

56 Kremenné sericiticko-chloritické fyllity s prevahou metabazaltových tufitov /stredný–vrchný trias?/

Ide o veľmi charakteristický a rozšírený člen meliatskej skupiny, najmä v nižnoslanskej depresii a v území medzi Hačavou a Jasovom. Miestami sa v týchto vrstvách nachádzajú šašovky i rozsiahle telesá vápencov rozličnej farby /hnedé, sivé, prevažne však svetlé kryštalické/. Vápence sú buď čisté, alebo sa miešajú s bázickým vulkanoklastickým materiálom /Šugov, Hačava, Ždiar/. Pre komplex metabazaltových hornín s vápencami i bridlicami zaradovanými predtým do karbónu použil O.Fusán /1959/ označenie dúbravské vrstvy podľa typovej lokality Dúbrava pri Ochtinej. Medzi Honcami a Kobeliarovom sa tieto vrstvy vyskytujú systematicky nad zlepencami /a fyllitmi/ „typu Filipka“, ktoré sa v súčasnosti zaradujú do permu. To, ako i obdobná pozícia pri Hačave, bolo hlavným dôvodom ich terajšieho zahrňovania do triasu.

Treba však podotknúť, že toto zaradenie bez paleontologických dôkazov nemožno považovať za definitívne /v Hačave a v Šugove sa súčasťou našli karnské konodonty, ale nie v typických dúbravských vrstvách/. Litologicky veľmi podobné súvrstvie sa totiž nachádza i v dobšinskej skupine /stredné súvrstvie A.Abonyho 1970, 1971b, resp. zlatnícke súvrstvie v týchto vysvetlivkách/, na Hrádku i na Z od Ľubeníka.

55 a/ Metabazalty a ich tufy b/ Glaukofanity /stredný – vrchný trias?/

Vo veľmi úzkej spojitosti /ale i bez nej/ s predchádzajúcimi vrstvami je výskyt metabazaltov a ich tufov. Sú vymapované na tých miestach, kde vulkanická činnosť svojou intenzitou zatlačila do úzadia sedimenty. Niekedy ide iba o niekoľkometrové polohy, inde o hrúbke niekoľkých desiatok metrov /okolie Hačavy/. V niektorých oblastiach /Hačava, niektoré časti nižnoslanskej depresie/ sú metabazalty premenené na glaukofanity. Metabazalty, tufy a glaukofanitické horniny podrobne skúmal

a opísal J.Kamenický /1957/, J.Kantor /1955/ a P.Reichwalder /1970b, 1973/.

54 Svetlé a šedé vápence s vložkami bázického vulkanického materiálu /stredný–vrchný trias?/

Sú známe najmä z okolia Bôrky, Hačavy, Šugovskej doliny, nižnoslaňskej depresie i z oblasti Jelšavy.

Svetlé a šedé kryštalické vápence obsahujú útržky spilitizovaných metabazaltov, často so zachovanou mikroofitickou štruktúrou. Hojné sú tiež vložky tufov. Vulkanický materiál nápadne reliéfne vyvetrova. Je zrejmé, že vulkanická činnosť prebiehala súčasne so sedimentáciou vápencov.

Stratigrafické rozpätie vápencov je obdobné ako u svetlých kryštalických vápencov, na čo poukazuje jednak ich spoločný výskyt, ale i nálezy karnských konodontov z Hačavy /R.Mock in J.Mello–P.Reichwalder 1977/ a Šugovskej doliny /R.Mock in J.Mello a kol. 1979/.

53 Tmavé doskovité zrnité i bridličnaté vápence /karn/

Na niekoľkých miestach, hlavne však mimo zobrazeného územia, sa v najvyššej časti bridličnatého komplexu /58/, resp. bezprostredne nad ním, nachádzajú polohy tmavých doskovitých zrnitých i bridličnatých vápencov. V Turnianskej kotline sa v nich našli konodonty, ktoré poukazujú na stredokarnský vek vápencov /R.Mock in J.Mello–P.Reichwalder 1977/.

V zobrazenom území boli do tohto horizontu zaradené vápence južne od jazera v Jasove. Na konodonty boli zatiaľ negatívne, avšak bridlice poskytli strednotriásové peřové spoločenstvo /E.Planderová 1979/.

52 Šedé rohovcové vápence /norik/

Na severnom svahu Plešivskej planiny, v nadloží bridličnato-pieskovcového súvrstvia, vystupuje bralo rohovcových lavicovitých vápencov, z ktorých podobne ako z vápencov Strážneho boli získané norické konodonty /R.Mock/. Pravdepodobne norické sú tiež i rohovcové vápence, ktoré tvoria bralo na sz. okraji Petrova.

Vápence možno pozíciou i litologicky porovnať s norickými vápencami Slovenskej skaly v rovnomennej synklinálnej šupine.

51 Hematitové bridlice a hematity /trias – jura?/

Na severnom hrebeni Bradla na Z od Jelšavy vystupujú vo veľmi úzkom vzťahu s silicitmi hematitové bridlice až hematity, ktorých sedimentárny charakter je zrejmý z častého laminárneho striedania uvedených zložiek. Geológiu ložiska podrobne skúmal J.Bystrický – O.Fusán – J.Kantor /1952/.

Vekové zaradenie hematitov a hematitových bridlíc zatiaľ nie je známe. Je pravdepodobné, že ich vek je mezozoický /trias – jura?/. Citaní autori ich najčastejšie zaradovali do spodného triasu /J.Bystrický – O.Fusán – J.Kantor 1952/, resp. do meliatskej sérii /J.Bystrický 1962, s. 303; 1964, s. 26/.

Bázické a ultrabázické horniny v mezozoiku

50 Metabazalty /trias?/

Do tejto skupiny sú zahrnuté metabazalty, prípadne iné bázické horniny, ktoré sa vyskytujú v mezozoických horninách mimo meliatskej skupiny. Ide prakticky o jedinú oblasť výskytu – Jaklovce a Margecany.

Ako uvádza J.Zlocha /1977/, metabazalty tvoria pomerne mocné teliesá, ale aj ložné žily v spodnotriásowych sienitých bridliciach. Sú prevažne drobnozrnné, farby sivozelenej, tektonicky silne porušené. Vyskytujú sa tiež v nadloží i v podloží serpentinitových telies.

Pri prenikaní bázickej magmy vznikali pri kontaktnej termickej premene sedimentov rohovce /zárez železnice pri vápenke/ a na kontaktoch so serpentinitmi „rodingity“. Pri tektonických pohyboch došlo lokálne k zblíženiu ultrabázických a bázických hornín. Pritom boli z kontaktu diabázov odtrhnuté kusy premenených hornín a vtlačené do zbridličného serpentinitu.

J.Zlocha /1977/ pokladá bázické horniny za mladšie než verféniske vrstvy a snáď ešte mladšie než strednotriásové vápence. Metamorfóza vápencov Kurtovej skaly a iných lokalít nie je však termická, ale regionálna. Odohrala sa pravdepodobne v strednej kriede a pri nej tiež došlo k premeni bazaltov.

49 Serpentinity /trias? – jura?/

Serpentinizovaných telies ultrabázik väčších i menších rozmerov v mezozoických horninách východnej časti Slovenského rudohoria je neobyčajne veľké množstvo /Jaklovce, Danková, Dobšiná, Slavaška, Jelšava, Rozložná, Lúčka, Jasov, Hodkovce, Miglinc a iné/.

Tieto telesá sa nachádzajú v silickom príkrove, severogemeridnom mezozoiku i v meliatskej skupine. Vzťah telies k okolitým horninám sa posudzuje dnes všeobecne ako tektonický. O veku serpentinitov nemáme žiadne údaje. Predpokladáme, že môžu byť triasové až jurské. Serpentinity v minulosti skúmal J.Kamenický /1957/, v poslednej dobe sa ich skúmaniu venuje najmä D.Hovorka a J.Zlocha. V ich prácach možno nájsť podrobnejšie údaje o jednotlivých výskytoch, preto tu sa dotkneme iba niektorých.

Ako uvádza J.Zlocha /1977/, vzťah serpentinitových telies pri Jaklovciach k okoliu je tektonický. Bezprostredným podložím serpentinitových telies sú metabazalty, keratofýry, slienité bridlice, karbonátové brekcie a evapority. Styk je ostrý, tektonický, okrem styku s evaporitmi. V nadloží vystupujú prevažne brekcie, slienité bridlice a v telese č. 2 aj metabazalty.

Serpentinity na Dankovej sa vyskytujú bud' ako polohy uprostred verfénského súvrstvia alebo na hranici so strednotriásovými karbonátmi. J.Kamenický /1957/ i M.Maheľ /1957b/ pozorujú kontaktné účinky na okolné horniny, z čoho usudzujú na mladší než spodnotriásový vek ultrabázik.

V Dobšinej serpentinizované ultrabázické telesá vystupujú tiež v spodnotriásovom súvrství /J.Zlocha in J.Mello a kol. 1979/. Jednotlivé šupiny ležia pomerne plocho. V ich podloží sú flotívne slienité bridlice s polohami vápencov, hematitové bridlice. V nadloží sú slienité bridlice a doskovité polohy vápenca sivohnedej a tmavej sivomodrej farby. J.Vozár /1968/ uvádza na tejto lokalite kontaktnú metamorfózu strednotriásových vápencov, a na základe tohoto domnieva, že spomenuté ultrabáziky majú vekové rozpätie – vrchný trias až spodná krieda.

Granitoidné horniny

V oblasti východnej časti Slovenského rudohoria v staropaleozoických horninách gelnickej a rakoveckej skupiny vystupuje niekoľko telies granitoidných hornín označovaných súhrnne ako gemenidné granity.

Granity vystupujú v severnej a v južnej časti gemerika. V plášti granitov sa nachádzajú sedimentárne a vulkanogénne členy gelnickej skupiny, pri Hnilci tiež horniny rakoveckej skupiny. Kontaktná premena postihla už regionálne epimetamorfované súvrstvie. Priamo na styku s granitmi vystupujú masívne kontaktné rohovce, ďalej od kontaktu vznikajú škvŕnité a plodové bridlice. Kontaktná metamorfóza mala prevažne termický charakter, avšak do najbližšieho okolia granitov nastal látkový prínos, čo sa prejavilo v metasomatickom zatlačovaní starších zložiek novotvarmi. Šírka kontaktného dvora je rôzna, miestami /Hnilec, Poproč/ dosahuje až 1000 m.

V poslednej dobe J.Daniška /in P.Grecula a kol. 1977/ doložil z plášťa granitových telies široké uplatnenie alkalickej metasomatotózy a silicifikácie. Výslednými produktmi metasomatických premien sú tzv. metasomatity a albítity.

Gemeridné granity z hľadiska tektonického vývoja predstavujú post-kinematické granity, vyznačujúce sa prevažne všesmernými zrnitými textúrami. Z drobnotektonickej analýzy vyplynulo, že variská regionálna dynamometamorfóza je staršia než vznik granitov.

Otázka presného stratigrafického začlenenia gemeridných granitov je zatiaľ stále otvorená. Chýbajú priame geologické dôkazy. Absolútny vek gemeridných granitov bol prvýkrát preukázaný J.Kantorom /1957/, ktorý A⁴⁰/K⁴⁰ metódou určil pre betliarsky granit hodnotu 98 mil. rokov, čo približne zodpovedá vrchnokriedovému veku intrúzie.

Novšie výsledky rádiometrického datovania gemeridných granitov sú dosť rozdielne. A.K.Bojko a kol./1974/ udáva vek popročského granitu 70 mil. rokov; G.P.Bagdasarjan /a kol. 1977/ vek zlatoidského granitu datoval na 87 miliónov rokov a granitu z Čučmy na 141 miliónov rokov; stanovil tiež vek mikroklinu z kremenno-turmalinickej žuly od Čučmy /Karol štôlňa/ na 94 mil. rokov. Vek 93 mil. rokov pre podobnú mineralizáciu v Čiernej doline sv. od Čučmy zistil už skôr J.Kantor /1959/. Uvedené rádiometrické datovania boli získané K/Ar metódou.

Vzorky odobraté z vrtu PsS-1 /Podsúľová/ Rb/Sr – metódou ukazujú vek 145 ± 6 mil. rokov/vrchná jura/ a vzorky z vrtu SG-1 v doline Hummel na 250 ± 26 mil. rokov, teda vrchnopermský vek /A.Kováč–E.Svingor–P.Grecula 1979/.

Novšie autori dokladajú ešte na základe Rb/Sr-metódy vek pre granitoidný masív Hnilca 290 ± 40 mil. rokov, Zlatej Idky 251 ± 16 resp. 223 ± 32 mil. rokov /A.Kováč–E.Svingor–P.Grecula 1981/. Materiál z greizenizovaných zón poukazuje na vek 140 mil. rokov, čo podľa názoru citovaných autorov svedčí o dôležitom obdobi aktivizácie vo vrchnej jure.

Z výsledkov rádiometrických datovaní gemenidných granitov /J.Kantor-M.Rybár 1979/ vyplýva, že situácia v priestorovom a časovom vývoji gemenidných granitov je zložitejšia ako sa doposiaľ predpokladalo.

V budúcnosti bude treba rozlísiť vlastné magmatogénne procesy a následné procesy postmagmatické, hydrotermálne a metamorfické.

Za súčasného stavu poznatkov o veku gemenidných granitov sa nemôžno zodpovedne a jednoznačne vyjadriť o ich veku.

Stratigrafické začlenenie turčockej žuly je problematické, lebo doteď nebolá rádiometricky datovaná. P.Ončáková /1954/, J.Kamenický a L.Kamenický /1955/ i A.Abonyi-M.Abonyiová /1962/ ju považujú za apofýzu vepridnej žuly. A.Abonyi-M.Abonyiová /1962/ tvrdia, že žula bola pri násune staropaleozoických sérií na karbón spolu s gelnicou sériou vyzdvihnutá a nasunutá tesne v nadloží hrádockej línie. Na základe podrobného petrografického skúmania gemenidných granitov zaraduje I.Varga /1975/ turčockú žulu do skupiny intermediárnejších telies, kam zaraďuje aj zlatoidské a popročské žuly.

48 Strednozrnné dvojslužné a biotitické granity južnej časti gemenika /perm?–krieda/

Ku granitom vystupujúcim v južnej časti gemenika počítame teleso popročské, zlatoidské a hummelské. Najroziahlejšie na povrchu je popročské teleso dosahujúce dĺžku vyše 6 km a šírku najviac 1,5 km. Rozprestiera sa na južných svahoch Kobylej hory /k. 881,9/, Podkovca /k. 569,2/ a Kobylanky /k. 668,5/ medzi Petrovou dolinou a Novačanským potokom /k. 419,0/. Jeho západné i východné ohraničenie je do značnej miery tektonické na popaleogénnych dislokáciách.

Okrem hlavného telesa pozorujeme i menšie telieska, ktoré sú na povrchu od hlavného oddelené, avšak v hĺbke bezprostredne s ním súvisia. V doline Idy sú štyri apofýzy.

V oblasti Zlatej Idky opísal P.Rozlozsnič /1912/ niekoľko výskytov granitov, ktoré boli sledované iba v banských prácach, toho času už nepriístupných. Na povrchu bolo zaznamenané iba jedno malé teleso v Kamennom potoku sz. od Zlatej Idky. Haldový materiál svedčí o veľkom podpovrchovom rozšírení zlatoidského granitu, prejavujúceho sa na povrchu rozsiahlymi kontaktnými dvormi. V poslednej dobe boli granity zachytené vrtmi realizovanými Geol. úst. D. Štúra /A.Lamoš 1972/ a Geologickým prieskumom /O.Rozložník 1977/.

V závere doliny Hummel severne od Vyšného Medzeva sa nachádza teleso granitu dĺžky asi 1 km a šírky 100 m. Má pretiahnutý tvar a je značne zasutinované.

Vystupuje uprostred metaryolitových tufitov gelnickej skupiny, len na svojej južnej strane sa stýka so sericitickými fyllitmi.

Najrozšírenejším typom popročského granitu je svetlošedý dvojsluďdny granit, ktorý smerom k okrajom prechádza do fácie leukokrátneho muskovitického granitu.

Zlatoidský granit má oproti popročskému pozorovateľne jemnozrnnejší vývoj zrna, niektoré variety obsahujú anomálne vysoký podiel zeleného biotitu.

Hlavným petrografickým reprezentantom hummelského granitu je masívny, strednozrnný až hrubozrnný biotitický granit, často s veľkými porfyrickými výrastlicami živcov a kremeňa. Táto varieta je lokálne spojená pozvolnými prechodmi s granitporfýrom. Ďalším typom je leukokrátny muskovitický granit.

47 Turčocký granit

V oblasti medzi Suchou dolinou a Turčokom, v oblasti Sirku a v banískych priestoroch železorudných baní na Železníku vystupujú granitoidné horniny opísané viacerými autormi ako turčocká žula. Jej hlavná mása vystupuje vo forme dvoch pozdĺžnych telies situovaných v staropaleozoických metasedimentoch gelnickej skupiny, ktoré sa tektonicky stýkajú s karbónom pozdĺž hrádcockej línie.

Vlastné žulové teleso v oblasti Turčoka a Štyroch chotárov je silno tektonicky postihnuté. Žula je v celom prahu zbridličnatá, usmernená, len lokálne sa v nej nachádzajú nepravidelne ostrovy strednozrnnej, všeobecne zrnitej variety. Obsahujú často asimilované xenolity hornín sedimentárneho plášťa a oproti gemenidným autometamorfén granitom má nápadne odlišnú petrografickú povahu /P.Ončáková 1954/. Obsahuje menej kremeňa, bázickejšie oligoklasy a turmalín sa v nej nevyskytuje.

46 Strednozrnné dvojsluďdne a muskoviticko-turmalinické granity severnej časti gemenika /vrchný perm? – krieda/

Z hľadiska priestorového rozmiestnenia tvoria granity severnej zóny sústavu viacerých telies. Západne a juhozápadne od obce Hnilec sa nachádzajú súľovské granity. V ich východnom pokračovaní vystupujú telá Suchého vrchu, označované aj ako „delavské“ /J.Baran a kol. 1970/. Pomerne mohutné teleso je zo západnej strany obmedzené severojužnou dislokáciou a na východnej sa ponára pod pokryvné uloženia v doline Hnilca. Najvýchodnejšie vystupujú granity surovské /v zmysle J.Barana a kol. 1970 označované ako „pekliské“/. Menší výskyt žuly

ležiaci v metamorfovaných kremenných drobách bol identifikovaný na základe sutinového materiálu asi 1,5 km sv. od Čertovej hole /k.1244,8/.

Uvedené teleso gemenidných žúl ležia v severnom krídle hnileckej antiklinály, a to blízko stykovej zóny gelnickej a rakoveckej skupiny.

Žula nachádzajúca sa asi 3,5 km severne od Betliara má tvar pňa. Geologická pozícia a rozšírenie granitu severne od Čučmy nie je zatiaľ dostatočne známe, lebo bol identifikovaný iba z halodového a sutinového materiálu. Technické práce z tejto oblasti zachytili granite v hĺbke 375 m n.m. /J.Pecho a kol. 1977/. Asi 2 km východne odtiaľto bol v Rožňavskej doline /Guyapalág/ realizovaný hlboký vrt RS-1, ktorý po prevŕtaní komplexu kyslých vulkanogénnych hornín gelnickej skupiny /súvrstvie Bystrého potoka/ prešiel v hlbke 565 m do gemenidných granitov /L.Snopko a kol. 1977/.

V oblasti medzi hnileckými granitmi a betliarskym granitporfýrom /v Krátkej doline na Podslúlovej/ bol realizovaný hlboký vrt PsS-1, ktorý zachytil v hlbke 381 m až do konečnej hlbky 1086 m /L.Snopko a kol. 1980/ rôzne petrofácie gemenidných granitov.

Z výsledkov geofyzikálnych meraní vyplýva, že výskyty hnilecké, betliarske a čučmianske tvoria v hlbke jedno mohutné súvislé granitoidné teleso /L.Snopko 1976b/.

Od výskytu v Hnilci smerom k Betliaru je granitoidné teleso prehnutej oblúkom na východ. Naproti tomu úklon granitu prudko klesá na západ. Z dosiaľ vyhodnotených podkladov sa zdá, že smerom na západ pokračuje len vo veľkých hlbkach. Východné ohraničenie týchto výskytov je obmedzené systémom zlomov SZ – JV prechádzajúcich cez Henclovú. Je pravdepodobné, že granitoidné teleso pokračuje na SV od uvedeného zlomu, ale je poklesnuté do väčzej hlbky s tendenciou ukláňania sa v smere osi mohutnej klenbovitej štruktúry, t.j. na SV. Najvýraznejšie tiahové pole prebieha od známej lokality Betliar na Čučmu /štôlňa Gabriela/ a odtiaľ na Zlatú dolinku /v blízkosti Guyapalágu/. Južné ohraničenie granitoidného telesa je tiež veľmi prudko uklonené na juh a rovnomerne klesá až do hlbok okolo 3000 m. Severné ohraničenie nie je prudké a pozvoľne sa vyravnáva. Podľa geofyzikálnych podkladov sa zdá, že hnilecké a betliarske apofýzy v hlbke okolo 250 m od úrovni mora súvisia.

Hlavným horninovým typom hnileckej oblasti je strednozrnný až hrubozrnný dvojsluďný granit, rovnomerne zrnitý, miestami prechádzajúci do porfyrickej variety tiež greizenizovaných, aplitoidných typov. V rozložení jednotlivých petrografických fácií sa prejavuje smerom od centra k okrajom telies zonálnosť dobre pozorovaná v profile vrtu HG-1 pri Hnilci /J.Gubač a kol. 1971/.

V delavských granitech sú zastúpené v prevahe muskoviticko-turma-

linické, menej dvojslužné turmalinické variety s kolísavou zrnitosťou.
V pekliských granitech sú známe aplity a pegmatity.

Postmagmatické pochody v hnileckých a delavských granitech sa prejavili výraznou autometamorfózou /greizenizáciou, niekoľkonásobnou turmalinizáciou, silicifikáciou/ za vzniku topásov a Sn-W mineralizácie; J.Baran a kol. /1970/.

V betliarskom telesu prevláda porfyrická turmalinická žula s hrubozrnnou základnou hmotou. Nápadne sú až 4 cm veľké výrastlice perleťovo-lesklých živcov, ojedinele aj biotitu. Pri severnom okraji je vyvinutá zóna leukokrátneho, rovnomerne zrnitého granitu. Okrem obvyklých tvarov turmalínu sú bežné až 8 cm veľké turmalinické slinká.

Miestami /v Surovskom potoku, v záreze železnice na Peklisku východne od Hnilca, v záreze cesty Hnilec-Súľová/ sú granity mylonitizované /1-3 m hrubé zóny/ a hydrotermálne premenené.

SILICIKUM

Silický príkrov /H.Kozur-R.Mock 1973a/ je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové telo, dnes už rozrušené mladšou tektonikou a eróziou, ktorého litastratigrafickú náplň tvoria horninové komplexy Oberostalpińskiego typu nepostihnuté účinkami metamorfózy. Vo Volovských vrchoch a v Slovenskom kraze je nasunutý na meliatsku skupinu resp. rôzne komplexy gemerika. K silickému príkrovu je podmieňnečne zaradená aj synklinálna šupina Slovenskej skaly.

Horninové komplexy silického príkrovu sú najmä v Slovenskom kraze pomerne dobre preskúmané, tak po stratigrafickej ako i litologickej stránke /J.Bystrický 1957, 1964; J.Bystrický in J.Salaj a kol. 1967, J.Mello 1974, 1975 a ī./.

Šupina Slovenskej skaly

Tvorí horskú skupinu Veterník-Slovenská skala-Tri peniažky, na J od Jelšavy a Kunovej Teplice. V minulosti sa označovala ako „metamorfované mezozoikum Tri peniažky-Slovenská skala“ /J.Bystrický 1954, 1964; J.Mello 1971/.

Dynamická metamorfóza nepostihla všetky súvrstvia rovnako. Na nie-

ktorých nebadal známky postihnutia /tmavé dolomity a šošovky tmavých vápencov v nich/. Účinky metamorfózy slabnú v smere od S na J.

Zaradenie k silickému príkrovu je podmienečné, pretože i napriek značnej analógii vrstevného sledu so silickým príkrovom /najmä v strednom triase/, vykazuje niektoré závažné odlišnosti: stupeň premeny, mocný vývoj tmavých bridlíc s vložkami krinoidových vápencov a výskyt šedých norických vápencov – pôtscheneských. Šupina je lithostratigrafickou náplňou veľmi blízka rudabanskej skupine.

T R I A S	VRCHNÝ	norik		rohovcové vápence
		karn	80-130	tmavé a šedé bridlice so šošovkami krinoidových vápencov
		ladin	50-100	šedé rohovcové vápence
	STREDNÝ	anis	80-150	svetlé masívne vápence
			80-100	gutensteinské dolomity s vložkami tmavých vápencov
	SPODNÝ		100-150	bridlice a slienité vápence

Obr. 13 Litostratigrafická schéma šupiny Slovenskej skaly /zostavili: Ľ. Gaál – J. Mello/

45 Bridlice a slienité vápence /spodný trias/

Za jediného reprezentanta spodného triasu tejto šupiny považujeme šedé a šedozielé bridlice a sliene na jv. úpätiach Skalky, na J od Jelšavy. Pod dolomitmi severného ramena synklinálnej šupiny /s. svahy

Troch peniažkov/ sa miestami tiež nachádzajú neveľké šošovky zelených a fialových bridísc, ktoré by azda tiež mohli patriť k tejto jednotke. Pre malý rozsah ich však nebolo možné kartograficky znázorniť.

44 Gutensteinské dolomity s vložkami tmavých vápencov /spodný anis/

Na báze strednotriásovej sekvencie /pravdepodobne spodný anis/ vystupujú šedé dolomity, ktoré sa ničím – najmä v južnom ramene synklinály – nelisia od gutensteinských dolomitov silického príkrovu, a nie sú na nich, na rozdiel od nadložných vápencov, zreteľné účinky metamorfózy. V južnom ramene synklinály je hrúbka dolomitov tiež omnoho väčšia /100 až 200 m/, na rozdiel od severného /40–80 m/. Vo východnej časti šupiny sa v dolomitoch nachádzajú aj šošovky a polohy tmavých vápencov, z ktorých boli určené foraminifery *Glomospirella irregularis* /Moeller/ – /určil J. Salaj/ poukazujúce na spodnoaniský vek vápencov.

43 Svetlé masívne vápence /anis/

Tvoria najmä centrálnu časť hrebeňa Troch peniažkov. Východnejšie sa rozdvojujú do krídel synklinály, v jadre ktorej sú rohovcové vápence a bridlice.

Sú to úplne rekryštalizované vápence, v ktorých nemožno zistiť organické zvyšky. Pôvodne však zrejme išlo o vápence porovnatelné /vekove i litologicky/ so steinalmskými vápencami silického príkrovu.

42 Šedé rohovcové vápence /ladin/

Sú tmavošedé, šedé, zriedkavejšie svetlošedé, väčšinou zreteľne lavičovité až bridličnaté, na mnohých miestach nesúce znaky dynamického metamorfného postihnutia. Vo väčšine prípadov sú rohovcové, s nerovným povrhom vrstevnatých plôch, bez zistených organických zvyškov. V predmetamorfnom stave išlo o vápence litologicky /a zrejme i vekove/ porovnatelné s reiflinskými a pseudoreiflinskými vápencami silického príkrovu.

41 Tmavé a šedé bridlice so šošovkami krinoidových vápencov /ladin–karn/

V nadloží rohovcových vápencov ladínu, najmä na severných svahoch Slovenskej skaly, sa nachádza pomerne hrubý komplex šedých až tmavých bridísc. Ide o komplex porovnatelný s ladinsko-karnskými bridlicami me-

liatskej skupiny, prípadne s obdobnými bridlicami rudabánskej skupiny. V prospech poslednej korelácie svedčia šašovky alodapických krinoidových vápencov v nich – na severných svahoch Slovenskej skaly.

Sú snáď vzdialenejším ekvivalentom endostratických brekcií z bridlíc rudabánskej skupiny medzi Szalonou a Perkupou. Alodapické vložky sa ostatne nachádzajú i v bridliciach meliatskej série priamo na typovej lokalite.

40 Rohovcové vápence /norik/

Ide o vápence takého istého charakteru ako ladínske. Vystupujú v jadre synklinály Slovenskej skaly. Budujú i jej vrchol; R. Mock /ústne oznamenie/ v nich našiel norické konodonty. Ide teda o najmladší zistený člen vrstevného sledu synklinálnej šupiny. Vápence možno korelovať s pötschenskými vápencami Rudabánskeho pohoria.

Silický príkrov

Trias

39 Pestré pieskovcovo-bridličnaté vrstvy /griesbach–spodný namal/

Sú najspodnejšími vrstvami jednotky. Spočívajú tektonicky spravidla na rôznych členoch meliatskej skupiny. Pozostávajú z pestrých pieskovcov a bridlíc /červených, fialových, zelených a šedých/, miestami súľudnatých a majú vcelku veľmi monotónny flyšový ráz. Miestami na povrchu pieskovcov alebo bridlíc sa vyskytujúce hieroglyfy, stopy po daždových kvapkách a krížové zvrstvenie, podobne ako i výskyt sadrovcov, poukazujú na lagunárnu sedimentáciu.

Napriek značnému rozšíreniu tohto súvrstvia je málo lokalít so skamenelinami, na základe ktorých by sa mohli vrstvy stratigraficky zaradiť.

Na základe nálezov Claraia clarai možno súvrstvie začleniť ku griesbachu. Avšak v spoločnosti s touto skamenelinou sa vyskytujú aj druhy charakteristické pre vyšší skýt /Gervilleia sp., Gervilleia cf. pannonica/. Preto pripisujeme súvrstviu vek griesbach až spodnejší namal. Doteraz zaužívané označenie „seiské vrstvy“ neobstojí pri korelácii s typovou lokalitou v Južných Alpách.

T R I A S	S P O D N Y	s k ý t	G r e s b a c h	300 - 500	50 - 100	100 - 200	200 - 400	300 - 600	J U R A	L I A S	D O G È R	r a d i o l o r i t y
												a l l g ä u s k é v r s t v y , š k v r n í t é v à p e n c e
												a d n e t s k é a h i e r l a t z s k é v à p e n c e , p e s t r é b r e k c i e
												v à p e n c e o d B l e s k o v é h o p r a m ě n a
												f u r m a n s k é v à p e n c e
												t i s o v s k é v à p e n c e
												w e t t e r s t e i n s k é v à p e n c e
												r e i f l i n s k é a p s e u d o r e i f l i n s k é v à p e n c e
												s c h r e y e r a l m s k é v à p e n c e
												n á d a á s k é v à p e n c e
												s t e i n a l m s k é v à p e n c e a d o l o m i t y
												g u t e n s t e i n s k é d o l o m i t y , m ě s t o m i h e m a t i t i z o v a n é
												g u t e n s t e i n s k é v à p e n c e
												r a u v a k y , p e s t r é v à p e n c e , b r e k c i e
												s l e n i t é b r i d l i c h n a t o - v à p e n c o v é v r s t v y
												v r s t v y p e s t r ý c h b r i d l í c , p r e s č í t ý c h v à p . a p i e s k o v c .
												p e s t r é p i e s k o v c o v o - b r i d l i c h n a t é v r s t v y

Obr. 14 Litostratigrafická schéma silického príkrovu /zostavili: L.Gaál J.Mello/

38 Vrstvy pestrých bridlíc, piesčitých vápencov a pieskovcov /vyšší namal/

Toto súvrstvie je zastúpené hlavne na severnom svahu Plešivskej planiny, na Z od Rožňavy na kopci Nyerges a mimo zobrazeného územia na južných svahoch Silickej planiny. Na jeho zložení sa podielajú hnedočervené i červené sľudnaté bridlice, pieskovce a rôzne typy doskovitých i lavicovitých, obyčajne piesčitých vápencov. Význačným litologickým obzorom sú lavicovité červené i sivé oolitické vápence, ktoré vývinom zodpovedajú gastropódovému oolitu Južných Álp /J.Bystrický 1964/. Skameneliny sú pomerne časté v pieskovcoch i bridliciach, a to v podloží i v nadloží červených oolitických vápencov. Najhojnejšie sú však v červených oolitických vápencoch /porov. J.Bystrický 1964/.

37 Slienité bridličnato-vápencové vrstvy /vyšší namal – spät/

Najvyššiu časť verfénského súvrstvia zastupujú monotonne vrstvy šedých, do špinavožltá vetrajúcich slienitých bridlíc a šedých i tmavosťdých lavicovitých i doskovitých vápencov, resp. slienitých zelenkavých vápencov. Najvyššiu časť týchto vrstiev tvoria bunkovité vápence /rauvaky/ doprevádzané miestami vápencovými brekciami.

Súvrstvie je neobyčajne bohaté na skameneliny /porov. J.Bystrický 1964, J.Mello a kol. 1969, 1970/. Ani doteraz zaužívané označenie „kampilské vrstvy“ neobstojí pri korelácií s typovou lokalitou v Južných Alpách.

36 Rauvaky, pestré vápence, brekcie /najspodnejší anis/

Spodná hranica stredného triasu je na mnohých miestach daná výskytom dolomitov, rauvakov a brekcií, vo forme väčších či menších šašoviek alebo polôh. Ich výskyt je pravdepodobne odrazom zmeny sedimentačných podmienok, ktoré nastali na rozhraní spodného a stredného triasu /dolomity, rauvaky/ i tektonickej disharmónie medzi odlišne disponovanými horninami stredného a spodného triasu /brekcia a snáď i časť rauvakov/.

Vystupujú na rozhraní verfénského súvrstvia a gutensteinských vápencov. Miestami sa zdá, akoby vystupovali i nad bazálnymi vrstvami gutensteinských vápencov.

Hojne sú rozšírené na severnej a severovýchodnej hrane Plešivskej planiny, na JV od Gombaseku na Silickej planine a v okolí Mikolčan.

Ich hrúbka sa mení. Najhojnejšie sú zastúpené rauvaky žltej, hne-

dastej i červenkovej farby, ktoré laterálne i vertikálne obyčajne prechádzajú do hnedašedých zrnitých vápencov. Časté sú vápence slienité i ílovité. Tmavošedé, kompaktné dolomity v nich tvoria niekoľko lavíc alebo polôh.

35 Gutensteinské vápence /spodný anis/

Nadložím verfénskeho súvrstvia sú spravidla hrubolavicovité, zriedkavejšie až doskovité tmavošedé i čierne vápence s charakteristickým žilkováním bieleho kalcitu. Povrch lavíc je rovný, iba miestami sú na ňom nerovnosti pripomínajúce hieroglyfy a fukoidy známe už z vápencov najvyššej časti verfénskeho súvrstvia. Miestami sú vápence flakaté a pripomínajú „červíkovité vápence“, prípadne sú pseudo-oolitické s navetranými drobnými gastropódami. Rohovce neboli v nich zistené.

Ako polohy vystupujú v nich, obyčajne v najvyšších partiách, svetlošedé i ružové alebo červené lavicovité až doskovité vápence. Nie sú vzácné ani polohy dolomitov; v niektorých profiloch sa dolomity a vápence striedajú.

Skameneliny sú v gutensteinských vápencoch veľmi vzácné. Dospiať je známy iba výskyt malých gastropódov? /Natica sp. J. Bystrický 1964/ zo severnej časti Plešivskej planiny a presnejšie neurčiteľné zvyšky foraminifer.

34 Gutensteinské dolomity, miestami hematitizované /spodný anis/

Dolomity sivých až tmavosivých farieb vystupujú nielen ako polohy v gutensteinských vápencoch, ale vyvettávajú na mnohých miestach aj ako samostatný, dobre odlišiteľný člen v nadloží gutensteinských vápencov. Podobne ako v gutensteinských vápencoch, aj v dolomitoch vyskytujú sa polohy červených lavicovitých a hematitových brekcií /J. Mello – P. Reichwalder 1977/. Podobné hematitové brekcie sa vyskytujú i na báze severogemeridných trosiek a šošoviek v oblasti Folkmára.

V dolomitoch neboli zistené skameneliny, okrem neurčiteľných zvyškov foraminifer.

Podľa pozície v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží svetlých vápencov pešónu je však zrejmé, že vrstvy dolomitov patria spodnému anisu /egej a bityn/.

33 Steinalmské vápence, miestami dolomity /pelsón-iliýr/

Najmohutnejším súvrstvím Slovenského krasu sú svetlé masívne vápence, z ktorých sú vybudované rozsiahle krasové planiny. Rozčlenenie tohto, vcelku monotónneho súvrstvia, je výsledkom podrobnejších biostratigrafických skúmaní, opierajúcich sa najmä o faunu brachiopódov, cefalopódov a o flóru vápnitých rias – dasycladaceí. Dnes vieme, že v tomto súvrství je zastúpený vrchný anis, ladin, karn a norik, teda sú v ňom zastúpené steinalmské vápence /stredný a vrchný anis/, wettersteinské vápence /ladin–kordevol/, tisovské vápence /karn/ a furmanské vápence /norik/.

Steinalmské vápence sú masívne, veľmi vzácné hrubolavicovité, prevažne svetlé až bielosivé, miestami ružovkasté. Ako nepravidelné polohy, resp. telesá nepravidelného tvaru a rôznej veľkosti, sa v nich nachádzajú svetlosivé, bielosivé cukrovité dolomity.

Makrofosfílie /najmä lamelibranchiáty, gastropódy a echinodermaty, brachiopódy/ sa vyskytujú v podobe malých hniezd.

Najvýznamnejšími skupinami skamenelin pre ich stratigrafiu sú dasycladacei a foraminifery. V steinalmských vápencoch sú zastúpené prakticky všetky druhy rodov *Macroporella*, *Oligoporella*, *Physoporella* a *Diplopora* /J.Bystrický 1964/, ktoré poukazujú na aniský vek.

32 Schreyerálské /a/ a nádašské vápence /b/ /iliýr/

Schreyerálské vápence sú lavicovité i doskovité, svetlé bledoružové i červené. Povrch lavíc je hladký i hľuznatý. Niektoré lavice obsahujú sýto-červené rohovcové konkrécie rôznej veľkosti. Typicky sú vyvinuté na Plešivskej a Silickej planine i na Koniarskej planine. Vo východnejších oblastiach v miestach prechodu do svetlých vápencov ich zastupujú nádašské vápence. Tieto neobsahujú rohovce a väčšinou postrádajú i typickú hľuznatosť.

Schreyerálské vápence svojím vývinom pripomínajú niektoré vápence vrchného triasu /napr. hallstattské vápence norického veku/ alebo jury. Preto sa im pôvodne pripisoval vek jurský /Z.Roth 1939, J.Nozsky 1948/ alebo norický /L.Bartkó 1953/. Podľa amonitov a konodontov sú schreyerálské vápencov iliýrskeho veku.

31 Reiflinské a pseudoreiflinské vápence /ladin/

V nadloží steinalmských vápencov alebo schreyerálských vápencov vystupujú, hlavne v centrálnej časti Slovenského krasu, šedé i tmavošedé

lavicovité vápence obsahujúce miestami viac, inde menej konkrécií tmavosivých rohovcov. Miestami sa v bazálnej časti týchto vápencov vyskytujú aj polohy zelenkastých tufov a tufitov, doprevádzané tmavosivými bridlicami a zelenými kremitými florcami. Vo vyšej časti vrstiev občajne chýbajú rohovce, stráca sa lavicovitosť a vápence prechádzajú pozvoľna do wettersteinských vápencov. Mení sa i štruktúra od mikritov cez pelmikrity k biopelsparitom. Pre tieto vápence sa používa označenie „pseudoreiflinské“.

Mimo územia centrálnej časti Slovenského krasu však tieto vápence vystupujú iba v podobe malých šošoviek, ktoré sa na krátku vzdialenosť vytrácajú.

30 Wettersteinské vápence /ladin-kordevol/

Podobajú sa steinalmským vápencom. Podobne ako tieto, sú prevažne biele, bielosivé a masívne, ale na rozdiel od steinalmských vápencov možno v nich nájsť rozsiahle telesá rífových vápencov /J.Mello 1974, 1975b/. Ostatné časti sú riasovo-stromatolitové /lagunárne variety/. Budujú rozsiahle planiny Slovenského krasu a dosahujú značnú hrúbku /800–1200 m/.

Na skameneliny sú wettersteinské vápence neobyčajne bohaté /porov. J.Bystrický 1964; J.Mello 1974, 1975b; M.Kochanová–J.Mello–M. Sibíšk 1975/.

Dolomity vo wettersteinských vápencoch sa svojím výskytom obmedzujú len na niektoré oblasti /Ardovo–Dlhá Ves, mimo zobrazeného územia/, kde vytvárajú v spodnej časti wettersteinských vápencov mohutné telesá.

29 Tisovské vápence /karn/

Svetlé masívne vápence typu wettersteinských vápencov presahujú hornú hranicu kordevolu a zasahujú do vyšej časti karnu a noriku. Pre julskú a tuvalskú časť svetlých vápencov sa používa pomenovanie tisovské vápence, keďže svojim vývinom i vekom zodpovedajú tisovským vápencom vymedzeným na Muránskej plošine. Tisovské vápence Slovenského krasu, na rozdiel od vápencov Muránskej plošiny, sa vyznačujú miestami hojnějším výskytom krinoidových vápencov a faunou brachiopodov i cefalopódov.

V Slovenskom kraze je ich spodná časť vývinom úplne zhodná s wettersteinskými vápencami kordevolu, preto odlišenie vápencov tisovských od wettersteinských je neobyčajne ťažké a vo väčšine územia je iba konvencionálne.

28 Furmanské vápence /norik/

Furmanské vápence budujú vrchol a svahy Drieňovca /v staršej literatúre uvádzaný ako Drienková hora/, na V od Drnavy, skiaľ možno ich pokračovanie sledovať až k Bôrinke. Východnejšie sa opäť vyskytujú v údoli Miglinc /mimo zobrazeného územia/. Ich obmedzenie zo severu je na Drieňovci tektonické pozdĺž rožňavského zlomu. Na juhu na nich budú transgresívne ležia súvrstvia jury /v západnej časti/, alebo je na ne z juhu nasunuté súvrstvie spodného triasu /vo východnej časti/.

Ide o vápence typu wettersteinských vápencov, u ktorých bol na viacerých lokalitách preukázaný norický vek. Na norický, prípadne vrchnotriássový vek svetlých vápencov sa pôvodne popri superpozícii a rôzne interpretovanom vzťahu k známej lokalite pri Bleskovom pramene usudzovalo i z nálezov megalodontov, gastropódov a koralov /J. Stürzenbaum 1979, H. Böckh 1906, V. Vigh in P. Rozlozsnič 1935, J. Bystrický 1964/.

Norický vek svetlých masívnych vápencov preukázal v najnovšej dobe nálezmi dasykladaceí a foraminifer J. Bystrický 1969, resp. O. Jendrájková 1970 i J. Mello /in J. Mello – P. Kulich – J. Pristaš a kol. 1972/.

Furmanské vápence Drieňovca predstavujú pestrý súbor organogénnych a organodetritických vápencov, miestami s prechodmi do vápencov onkoličových alebo kalových.

Z organizmov sa na zložení furmanských vápencov podieľajú buď ako rifotvorná alebo organodetritická zložka – koraly, stromatopóry, huby, sesilné a vagilné foraminifery, solenopóry, kodiacey, dasykladacey, gastropódy, lamelibranchiáty, echinodermaty a ďalšie organizmy.

Koraly sú najnápadnejšou zložkou organogénnych vápencov, miestami možno nájsť pekne zachované koralové trsy, ktorých prítomnosť /litodendrónové vápence/ zistil už J. Stürzenbaun /1879/.

Na stavbe koralových útesov /trsov/ sa aktívne podieľali i ďalšie organizmy, najmä sesilné foraminifery, stromatopóry, niektoré skupiny rias a organizmy problematickej príslušnosti.

Na zložení organodetritických vápencov sa podieľa predovšetkým detrit z rifotvorných organizmov, ale v hojnej miere sú zastúpené aj úlomky kostier organizmov nemajúcich schopnosť budovať biohermné štruktúry /echinodermaty, mäkkýše, dasykladacey, vagilné foraminifery/.

Z výhodnotenia textúr a vzájomných vzťahov organizmov vyplýva, že ide o časť rifového komplexu, s náznakmi prechodu do oblasti zarifu /vápence s megalodontmi, dasykladaceami a foraminiferové biomikrity/.

Rifový komplex je budovaný nepravidelne rozmiestnenými vankúšovými rifmi /patchreef/, ktoré sú obklopené organickým detritom rôznej veľkosti s rôznym stupňom opracovania a vytriedenia, často i gradačne zvrst-

veným. Vo vzdialenejších častiach od nich vznikali rôzne variety onkolitových, riasovo-foraminiferových, alebo chumáčkovo-kalových vápencov.

27 Vápence od Bleskového prameňa /norik-rét/

Vápence Drieňovca sa stali známymi predovšetkým svojou najvyššou časťou – tmavošedými až tmavými vápencami so ššovkami krinoidovo-lumachelových vápencov. Z nich pochádza známa fauna z lokality Bleskový prameň, ktorú monograficky spracovala V.Kollárová-Andrusovová-M.Kochanová /1975/.

Názory na stratigrafickú pozíciu vápencov od Bleskového prameňa sa dlhú dobu značne rozchádzali a ešte stále rozchádzajú. Príčinou bol podľa dotedajších poznatkov miešaný charakter fauny. Jej problematiku i prehľad názorov rozoberá podrobne J.Bystrický /1964, s.72/.

Na sklonku noriku a v réte došlo v charaktere sedimentácie organogénnych a organodetritických karbonátov Drieňovca /furmanské vápence/ k určitým zmenám, ako o tom svedčí miestami prebiehajúca sedimentácia fácie vápencov od Bleskového prameňa. V ďalšom období sa zrejme dvihalo dno, vynárali sa časti biohermných vápencov a nastala čiastočná erózia, ktorá spôsobila nerovnosti na ich povrchu.

Šedé a tmavošedé celistvé vápence v okolí krinoidovo-lumachelových ššoviek nemožno vždy litologicky, ani kartografičky spoľahlivo oddeliť od furmanských vápencov. Možno v nich, tak ako i vo furmanských vápencoch, nájsť polohy organodetritických /koralovo-solenopárových, koralovo-krinoidových a pod./, či organogénnych /koralových/ vápencov.

Jura

Na nerovný povrch biohermných vrchnotriasových vápencov, často do hlbokých rozsadišť vo forme klastických žíl /neptúnskych dajok/ transgredovali bazálne súvrstvia jury veľmi pestrého zloženia, s charakterom meniacim sa od miesta k miestu.

Súvrstvia jury silického príkrovu sa zachovali v Slovenskom kraze vo veľmi obmedzenom rozsahu vo forme šupín v blízkosti tektonických plôch.

Výskyt jurských súvrství v zobrazenom území v okolí Drnavy, Kováčovej a Lúčky je najrozsiahlejším a najúplnejším výskytom v Slovenskom kraze. Súvrstvia jury sú tu zachované v subjednotke /kre/ hačavsko-jasovskej, v blízkosti prešmykovej plochy, pozdĺž ktorej boli na súvrstvia jury nasunuté spodnotriásové súvrstvia južnejšej subjednotky /kry/ silicko-turnianskej.

Skúmaniu jurských súvrství v okolí Bleskového prameňa sa v najnovšej dobe venovali najmä J.Bystrický /1960, 1962, 1964/, ktorý popri vlastnej interpretácii stratigrafickej a tektonickej pozície jednotlivých súvrství uvádza aj história predchádzajúcich výskumov, ďalej V.Kollárová-Andrusovová /1962, 1966/, ktorá paleontologicky spracovala a doplnila materiál zozbieraný D.Andrusovom a J.Bystrickým a napokon M.Rakús /1967/, ktorý sa zaoberal najmä vzájomnými vzťahmi fácií a ich stratigrafickým rozpätím.

26 Adnetské a hierlatzské vápence, pestré brekcie /lias/

Červené hľuznaté a krinoidové vápence, často s prechodmi do pestrých brekciavitých vápencov, možno sledovať v prerušovanom pruhu od Bleskového prameňa až do oblasti na JV od Lúčky. Vo väčšine prípadov je ich kartografické odčleňovanie od brekciavitých vápencov problematické, či už pre pôvodnú nepravidelnosť vzájomných prechodov, pre slabé odkrytie /najmä v úseku od Kornalipského sedla ku Kováčovej/ alebo pre malú hrúbku zachovaných súvrství.

Podľa názorov D.Andrusova /1953/, J.Bystrického /1964/ a M.Rakúsa /1967/ brekciavité vápence až vápencové brekcie sa vyskytujú predošškým na báze liasového súvrstvia /bazálne brekcie/.

Z výsledkov novšieho mapovania vyplynulo, že v okolí Bleskového prameňa a Kováčovej okrem brekcií a brekciavitých vápencov, ktoré môžu byť považované za bazálne a sú vertikálne i horizontálne späť s hierlatzskými a adnetskými vápencami, sa vyskytujú aj polohy charakteru endostratigrafických brekcií.

Adnetské a najmä hierlatzské vápence prevládajú nad brekciavitými, najmä na jz. úpäti Drieňovca v okolí Bleskového prameňa.

Podľa M.Rakúsa /1967/ možno pri Bleskovom pramene v nadloží vápencov noriku sledovať nasledovný profil:

– svetlohnedé, sivasté brekciavité /veľkosť úlomkov až 15 cm, v priemere 5 cm/ až slabokrinoidové vápence s hojnými polámanými rostrami belemnítov, viditeľná hrúbka 1–2 m;

– červené krinoidové, brekciavité až hľuznaté vápence /hľuzy sú z celistvého červeného vápenca, tmel je z hrubokrinoidového vápenca/; miestami prechádza farba vápencov do sivých odtieňov; v červených vápencoch bola nájdená fauna amonitov, brachiopódov a belemnítov.

Litologický charakter opisovaného súvrstvia je veľmi pestrý. Prevláda červené a ružové sfarbenie, farby hnedožlté, prípadne žltozelené sú za stúpené menej. V okolí Bleskového prameňa sú v prevahе hrubokrinoidové vápence hierlatzského typu, v okolí Kornalipského sedla a Kováčovej skôr

drobnokrinoidové až celistvé, hľuznaté a brekciavité vápence. Prevažne ide o krinoidové biomikrity, ktoré prevládajú aj v úlomkoch a tmele brekciavitých vápencov. V tmele sa vyskytujú zrniečka glaukonitu, čo tiež podporuje názor o transgresívnom charaktere brekciavito-krinoidových vápencov.

Hrúbka súvrstvia sa mení od niekoľko dm do niekoľko metrov /max. 10–15/.

25 Allgäuske vrstvy – škvŕnité vápence /lias-doger/

Vystupujú najmä na jz. úpätí Drieňovca a v okolí Bleskového prameňa. Nepatrne útržky škvŕnitých vápencov boli zistené aj na J od Kováčovej. Vystupujú v nadloží červených krinoidových vápencov hierlatzského a adnetského typu.

Sú to vrstvy, o ktorých veku i pozícii sa názory až donedávna najviac rozchádzali.

Príslušnosť súvrstvia k jure, najviac na základe superpozície a nálezov fauny v údolí Miglinc, doložil najmä J.Bystrický /1960, s. 44/.

Mikroskopicky tmavé vápence sú pomerne monotónne, ide prevažne o mikrity, miestami s tmavšími šmuhami alebo s nepravidelnými polohami organického detritu, najmä krinoidov, foraminifer a úlomkov tenkoštenných lamelibranchiátov. V najvyšších častiach súvrstvia, na prechode do súvrstvia rádiolaritov, nadobúdajú miestami charakter tmavých afanitických kremítich vápencov, alebo sa v nich objavujú hluzy rohovcov.

Hrúbka súvrstvia v okolí Bleskového prameňa kolíše, miestami dosahuje až 15–30 m.

24 Rádiolarity /dojer/

Sú najhojnnejšie zastúpeným jurským súvrstvím. Tiahnu sa v prerušovanom pruhu od Drnavy po južných svahoch Drieňovca až do oblasti na JV od Lúčky.

Stratigrafické začlenenie rádiolaritov sa opieralo donedávna /J.Bystrický 1964, s. 77/ iba o ich pozícii. Vystupujú buď v nadloží tmavých slienitých, miestami škvŕnitých vápencov, alebo v nadloží horizontu brekciavitých vápencov, v tektonickom podloží pestrých pieskovcov a bridlíc spodného triasu silicko-turnianskej subjednotky.

Ih dogerský vek bol preukázaný pomocou rádiolárií /P.Dumitrica – J.Mello 1982/.

Medzi vrstvičky a vložky piesčitých bridlíc až pieskovcov v rádioláritoch boli zistené na južnom svahu Drieňovca na SZ od Kornalipského

sedla v záreze lesnej cesty vedúcej zo sedla do Drnavy, tiež v záreze cesty na južnom okraji obce Lúčky.

Samotnou prítomnosťou týchto vložiek, ako i slabším zastúpením karbonátovej zložky, sa rádiolarity predmetného územia líšia od ostatných dogersko-malmských rádiolaritov centrálneho či bradlového pásma. Hrúbka rádiolaritov dosahuje približne 20–30 m.

Prítomnosť mladších jurských alebo kriedových súvrství v území zatiaľ preukázaná nebola.

Plytkovodné vápence malmu silického príkrovu sú však známe z valúnov neogénnych zlepencov /M.Mišík – M.Sýkora 1980/.

POKRYVNÉ ÚTVARY

Terciér

Centrálnokarpatský paleogén

Na území geologickej mapy vystupuje iba okrajovo v pásme Spišská Nová Ves – Kluknava. Je zastúpený dvoma litofáciami – bazálnou a ilovcovo-piesčitou.

Eocén

23 Bazálna litofácia: zlepence, brekcie a pieskovce

Najspodnejšie členy bazálnych vrstiev, najmä pestré klastiká označené ako kluknavský vývoj /známe od Štefanskej Huty, Hričoviec, Markušovieč, Vítkoviec a od Dobšínskej jaskyne k Hrabušiciam/, sú miestami sprevádzané výskytmi uholných vrstvičiek /R.Marschalko 1959/ a bauxitov.

Bazálne vrstvy sú súvisle rozšírené severne od Volovských vrchov v pásme 50 km dlhom, idúcom od Hranovnice cez Spišskú Novú Ves až po Spišské Vlachy. Smerom východne od kluknavsko-hričovského pásma je ich priebeh prerušený okrajovými zlomami Braniska a Čiernej hory.

Hlavný typ hornín, ktorý sa vytváral na nerovnom povrchu, boli bazálne blokové brekcie a zlepence.

Bazálne súvrstvie začína faciálne premenlivou polohou netriedených, polymiktných, blokovitých, hrubo- a drobnozrnných zlepencov alebo brekcií, len ojedinele sa vyskytujú hrubozrnné pieskovce.

Táto poloha smerom do nadložia prechádza do masívnych lavíc drobnozrnných zlepencov, jemno- až hrubozrnných pieskovcov, podradne brekcií a piesčitých vápencov.

Opísané litologické typy sa horizontálne i vertikálne často zastupujú. Klastický materiál je v nich väčšinou dobre opracovaný a roztriedený. Nepokojná, miestami až príbrežná sedimentácia sa prejavuje i nadáľej vložkami hrubších zlepencov s hojným zastúpením ostrohranných úlomkov v pieskovcových a zlepencových polohách.

22 Ílovce, pieskovce

Prechod bazálneho súvrstvia do nadložných vrstiev sa prejavuje náhlou zmenou pieskovcovej a zlepencovej fácie na ílovcovú. Niekoľkokrát sa opakujúcimi slabšími vložkami zlepencov. Ílovce s pieskovcami sú rozšírené hlavne vo Vlaškej kotlinе.

Menšie výskytu sú na severnom a východnom okraji Braniska a v Kluknavskej kotlinе.

Ílovce sú jemne slúdnaté, s bridličnatoo- lastúrnatou odlučnosťou. Masívne pieskovce sú šedé až modrošedé, väčšinou jemnozrnné. Hrúbka pieskovcových lavíc je 10–50 cm, výnimočne až 120 cm. Ílovce a pieskovce zvetrávajú do žltavohneda až šedohneda. Na ílovcach sú často povlaky Fe- a Mn-oxidov. Ílovce sú v prevahе nad pieskovcami. Lokálne sa vyskytujú vložky polymiktných zlepencov.

Neogén

Na území geologickej mapy vystupuje v oblasti Košíc /košická štrková formácia/ a v Rožňavskej kotlinе. Je zastúpený sedimentmi, ojedinele vulkanoklastickými horninami.

Miocén

21 Pyroklastické prúdy a epiklastické vulkanické brekcie pyroxenických andezitov /sarmat/

Vystupujú len vo forme málo rozsiahlych reliktov na hrebeňoch v okolí Ratkovskej Zdychavy, Ratkovej a Ratkovskej Suchej. Stratigrafic-

ky bol tento neovulkanický komplex zaradený do sarmatu, na základe flóry určenej F.Němejcom /ex M.Kuthan in O.Fusán a kol. 1962/ a novšie V.Sitárom /in J.Lexa ex P.Reichwalder a kol. 1979/.

Vulkanický komplex /podrobne spracovaný J.Lexom ex.P.Reichwalder a kol. 1979/ je tvorený výlučne vulkanoklastickými horninami. Boli v ňom vyčlenené štyri genetické komplexy:

1/ bazálne súvrstvie vo vývoji epiklastických vulkanoklastických pieskovcov s polohami drobnoúlomkovitých brekcií;

2/ súvrstvie drobnoúlomkovitých epiklastických brekcií a zlepencov;

3/ súvrstvie hrubozrnných epiklastických vulkanických brekcií a žlepencov;

4/ uloženiny pyroklastických prúdov.

Z petrografického hľadiska je zloženie vulkanického komplexu jednoduché. Prevládajú fragmenty augiticko-hyperstenického andezitu s hyalopilitickou alebo mikrolitickou základnou hmotou. Len v malej miere je zastúpený augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom /J.Lexa, l.c./.

20 Ryolitové tufy /sarmat/

Vystupujú západne od Košíc na oboch svahoch črmeľského údolia vo forme drobných telies, ktoré podľa J.Švagrovského /1956/ prináležia sarmatu.

Pliocén

19 Štrky a piesky

Košická štrková formácia je litologicky a stratigraficky nehomogénna. Možno ju podľa D.Vassa /1979/ rozčleniť na tri súvrstvia.

Spodnú časť tvoria štrky, s polohami sivých, zelenosivých až uholníckych sfôr a pieskov, i šošovky lignitu.

Štrky sú strednozrnné, zväčša dobre opracované. Majú pomerne značnú piesčitú prímes, resp. sa striedajú s nevýrazne oddelenými, prevažne piesčitými polohami.

Piesky sú hnedé, svetlohnedé, prípadne sivé.

Íly a piesčité íly sú svetlosivé, resp. zelenosivé, hnedaškvrnité, niektoré polohy sú slienité. Obsahujú často piesčité polohy a drobné piesčité šošovky. Miestami sú prachovité, resp. prechádzajú do prachovcov až pieskov. Niektoré polohy obsahujú pelosideritové konkrécie. Tmavé íly doprevádzajú zvyčajne tenké polohy, resp. šošovky lignitu.

Na základe sporomorf /E.Planderová in Pesl a kol. 1968/ sa zaradujú do najvrchnejšieho bádenu a spodného sarmatu.

Stredná časť predstavuje hlavnú masu štrkov tzv. kašickej formácie. Popri štrkoch tu vystupujú aj polohy pieskov, pestré íly a ryolitové tufity.

Štrky sú tvorené valúnmi strednej a hrubej veľkosti. Zloženie valúnov voči spodnej časti kašických štrkov sa výrazne mení. Zastúpenie valúnov karbonátových hornín podstatne klesá.

Piesky tvoria polohy a šošovky hrubé do 1 m. Sú hnedej farby, častý je neostrý styk s lavicou štrku v podloží. Kontakt s nadložnými štrkmi býva erózny, nerovný.

Vrchná časť kašickej formácie je zložená prevažne zo štrkov, v ktorých sú polohy a šošovky pieskov. Štrky sú tvorené hlavne valúnmi rezistentných hornín. Vysoko prevládajú valúny žilného kremeňa /okolo 45 %/, hojné sú valúny kremencov, pieskovcov, fyllitov, arkóz, metabazitov; menej je valúnov nízkometamorfovaných bridlíc a ī. V najvyššej časti kašických štrkov /v kašickej štrkovni/ je 0,1–0,2 m hrubá poloha zlepence tmeleného železitým tmelom.

Z týchto prevažne hruboklastických sedimentov nepoznáme žiadnu faunu, ba nenašli sa ani peňové zrná. Chýbajú preto akékoľvek údaje o veku. Prakticky iba jeden nepriamy dôkaz poukazuje na možnosť veku mladšieho než vyšší sarmat a to je zmena petrografického zloženia štrkov spočívajúca vo výraznom obhadení o valúny rezistentných hornín.

18 Štrky

Rožňavská kotlina je vyplnená klastickými sedimentmi, ktoré len na málo miestach vychádzajú na povrch, ináč sú prikryté kvartérom alebo mladými sutinami. Výplň kotliny tvoria hlavne štrky, v ktorých sa nachádzajú podradne polohy pieskov a ílov. Štrky sú silne zvetrané a zahlinené. Vo valúnovom materiáli prevláda žilný kremeň nedokonale opracovaný, ďalej sú prítomné bridlice, fyllity /dobre opracované/ a iné valúny, hlavne paleozoických hornín. Vápence mezozoika sú zastúpené podradne, čo vyvoláva dominénu, že mezozoikum Silickej a Plešivskej planiny nebolo v čase vyplňovania kotliny tak výrazne exponované ako dnes.

Piesky vystupujú na povrch len sporadicky. Sú hnedé, jemno- až strednozrnné, ílovité, so šupinkami muskovitu.

Sporadické sú aj výskyty ílov /svetlosivé, hnedé/, často obsahujú ostrohranné valúny kremeňa.

Súvrstvie je faunisticky sterilné. Podľa pestreho sfarbenia a litologicko-petrografického zloženia ide o kontinentálnu formáciu jazerno-riečneho pôvodu /ekvivalent poltárskej formácie/. Vek nie je jedno-

značne preukázaný. V súlade s najnovšími názormi zaraďujeme súvrstvie do pliocénu – dáku.

Kvartér

Kvartérne sedimenty v skúmanej oblasti odzrkadľujú predovšetkým klimatické a tektonické zmeny, celkový zdvih i povahu predkvartérneho podložia. Východná časť Slovenského rudoohoria je oblasťou, kde erózia a denudácia výrazne prevládali nad kvartérnou akumuláciou. Značná rezistencia predkvartérneho substrátu a prevládanie hĺbkovej erózie nad laterálnou podmieňovali obmedzený rozsah a hrúbku kvartérnych akumulácií, a tým i predpoklad pre ich ďalšie zachovanie.

Pri výraznom cyklickom prehlbovaní riek a potokov sa postupne odstránilo staršie akumulácie a produkty zvetrávania. V oblasti Slovenského rudoohoria plošne výrazne prevládajú eluviálno-deluviálne a deluviálne sedimenty. V dolinách riek sú vyvinuté fluviálne, proluviálne, eolicko-deluviálne, čiastočne chemogénne, organogénne a jaskynné sedimenty.

Kvartérne sedimenty skúmanej oblasti začleňujeme do najstaršieho, starého, mladého pleistocénu a holocénu.

Pliocén–pleistocén

17 Spevnené sute

Za najstaršie /pliocénno-pleistocénne/ považujeme drobné výskyty spevnených hlinito-kamenitých sedimentov, ktoré sa vyskytujú v okolí Štítnika, ojedinele v doline Hnilca a najmä v Turnianskej kotlinе. Tie-to sedimenty opisované ako brekcie /O.Fusán in O.Fusán – J.Beňka 1968, I.Vaškovský 1977/ sú zložené z ostrohranných úlomkov kryštalických vápencov, dolomitov, podradne bridličnatých paleozoických hornín a fyllitov spevnených bledosivým až ružovým tmelom. Priestory medzi úlomkami a blokmi nerovnakej veľkosti sú vyplnené sintrom alebo hlinitým červenohnedým materiálom splavenej terra rossa. Pukliny sú vyplnené aragonitom, miestami obsahujú kostné zvyšky hloodavcov. Uložné pomery brekcií a ich zväčša vysoká pozícia v dolinách riek /nad akumuláciami, prípadne na úrovni erózie a akumulácie terás najstaršieho a starého pleistocénu/ svedčia skôr o ich pleistocennom veku.

Eopleistocén

16 Rezíduá štrkov najvyšších terás /donau/

Riečne sedimenty najstaršieho pleistocénu sú reprezentované rezíduami kremенно-kremencových štrkov najvyšších terás riek. Tieto vystupujú sporadicky v Hornádskej, Rožňavskej a Jelšavskej kotline.

Najvyššia a najstaršia pleistocénna terasa /donau?/ tvorená skalným stupňom a rezíduami štrkov sa nachádza v relatívnej výške 130–160 m nad riečnymi nivami tokov.

15 Rezíduá štrkov vysokých terás /günz/

Podobne torzovite vystupuje v relatívnej výške 90–110 m druhá /spodná/ najvyššia terasová úroveň /günz/. Tvoria ju zvetrané piesčité a zahlinené štrky.

Pleistocén

Starý pleistocén /mindel/ je zastúpený proluviálnymi a fluviálnymi sedimentmi vysokých terasovaných kužeľov a riečnych terás Hornádu, Slanej, Hnilca, Bodvy, Murána a Štítnika a ich väčších prítokov. Výrazne sú vyvinuté najmä v Rožňavskej, Hornádskej, Jelšavskej kotlinе a severnom výbežku Košickej kotliny.

14 Proluviálne sedimenty – mindel: silne zahlinené zvetrané štrky

Rozsiahle náplavové kužele sú budované zahlinenými hnedými až červenohnedými štrkmi vystupujúcimi v relatívnej výške 60–65 /35–40/ m. Značné hrúbky proluviálnych štrkov sú najmä v okolí Bettliara, Rožňavy, Košíc a Jelšavy.

13 Fluviálne sedimenty – mindel: silne zvetrané zahlinené štrky, spodné vysoké terasy

Fluviálne štrky vysokých terás sú vytriedenejšie, dobre opracované. Petrografické zloženie materiálu je v jednotlivých povodiach vo svojich detailoch odlišné. V zložení však prevládajú valúny kremeňa, kremenca,

fylitov, metaryolitov a pieskovcov. Erózna báza terasy korešponduje s eróznou úrovňou „A“ vstupnej chodby Jasovskej jaskyne /A.Dropa 1965/. Nadložie terás a terasových kužeľov tvorí pokryv sprašových hlín a soliflukčných /deluviálnych/ sedimentov.

Stredný pleistocén je zastúpený v dolinách riek dvoma akumuláciami fluviálnych štrkov stredných terás a terasovaných kužeľov vystupujúcich v dvoch úrovniach.

12 Proluviálne sedimenty – ris: zahlinené štrky

Vyššia terasa /preris–ris/ vystupuje v relatívnej výške 20–24 m. Terasa je výraznejšie vyvinutá po ľavom brehu doliny Slanej v Rožňavskej kotline, avšak v dôsledku mladšej soliflukcie boli hranice terasy zotreté, jej povrch splýva s nižším stredným stupňom. Na báze terasy sú hrubé až balvanovité zahlinené štrky /max. do 0,5 m/ s postupným zjemňovaním materiálu smerom k nadložiu. Štrky sú zložené z kremeňa, kremence, metaryolitov, fylitov a pieskovcov. Hrúbka celého komplexu je 4 m. V nadloží tohto komplexu sú vyvinuté sprašové hliny.

11 Fluviálne sedimenty – ris: štrky, piesčité štrky stredných terás

Nižšia stredná terasa /hlavná terasa/ je zreteľne vyvinutá v doline Hornádu južne od Spišskej Novej Vsi, v Kluknavskej kotlinе, ďalej v Rožňavskej kotlinе a v dolinách Murána a Štítnika. Sporadicky vystupuje v doline Hnilca. Terasa je zložená zo sivých, žltosivých piesčitých štrkov, pieskov a pieskoštrokov. Hrúbka fluviálneho súvrstvia je 3–5 m. Materiál je dobre opracovaný, v ústiach potokov značne zahlinený a hrubý. Prítomné sú najmä valúny kremeňa, žuly, pieskovca, zlepencov, ojedinelé vápence, serpentinity a silicity.

V nadloží fluviálneho komplexu terasy je vyvinutá séria sprašových hlín, ktoré obsahujú dva výrazné horizonty fosílnych pôd risko-würmského interglaciálu /štrkovisko pri Jelšave/.

Sedimenty mladého pleistocénu sú zastúpené štrkmi a piesčitými štrkmi nízkych terás riek, zahlinenými štrkmi náplavových kužeľov staršieho würmu, piesčitými štrkmi dnovej akumulácie poriečnych nív s rozsiahlym pokryvom sprašových hlín, deluviálnych hlinitých a hlinito-kamenitých sedimentov.

10 Proluviálne sedimenty: štrky a zahlienené piesčité štrky

Štrky a piesčité štrky nízkych terás /relatívna výška 5–8 m/ sa za-chovali len útržkovite.

9 Starší würm: štrky, piesčité štrky nízkych terás

V dolinách riek výrazne vystupujú najmä rozsiahle náplavové kuže, ktoré podobne ako fluviálne sedimenty tvoria samostatný cyklus akumulácie obdobia staršieho würmu. Sú tvorené hrubými značne zahlienenými štrkmi, ktoré ležia na predkvartérnom podloží alebo na fluviálnych sedimentoch hlavnej riskej terasy /Rožňavská kotlina/. Maximálna hrúbka súvrstvia /9m/ bola zistená v okolí Betliara.

8 Mladší würm: štrky a piesčité štrky

Dná poriečnych nív Hornádu, Hnilca, Bodvy, Slanej a ich prítokov sú budované súvrstvím fluviálnych sedimentov dnovej akumulácie /korytová fácia/. Sú to zväčša hrubozrnné štrkovité náplavy, ktorých hrúbka sa pohybuje od 3–6 m. Charakter materiálu i hrúbka jednotlivých fácií sa v pozdĺžnom profile menia /I. Vaškovský 1977/.

7 Eolicko-deluviálne sedimenty – würm: sprašové hliny s fosílnymi pôdami

Spraše a sprašové hliny tvoria pokryv na spodných vysokých, stredných a nízkych terasách. Rozsiahle plochy eolicko-deluviálnych sprašových hlin sú vyvinuté najmä na riských terasách v okolí Spišskej Novej Vsi, Rožňavy, Jelšavy a v severnom výbežku Košickej kotliny. Sú tvorené odvápnenými alebo slabo vápnitými prachovito-piesčitými hlinami žltej, okrovožltej a hnedej farby. Maximálny obsah karbonátov je 1–2 %. Karbonáty sú zväčša rozptýlené. Na staropleistocénnych terasách, v sprašových sériach pozorujeme rubifikované pôdy /teheľňa v Rožňave/, na stredopleistocénnych – hnzedozemné a slabo vyvinuté černozemné horizonty fosílnych pôd.

Pleistocén-holocén

6 Hlinité a hlinito-piesčité polygenetické sedimenty

Polygenetické sedimenty sprašového charakteru sú vyvinuté na stáropleistocénnych fluviálnych, proluviálnych štrkoch a ſloch poltárskej formácie. Sú tvorené odvápnenými piesčitými, hlinito-štrkovitými a ſlovitými žltohnedými hlinami, ktoré prechádzajú do hlinito-kamenitých svahovín.

5 Hlinito-kamenité a hlinité sedimenty

Úpäťia svahov a brál Volovských vrchov a tiež planín Slovenského krasu vrúbia blokoviská, kamenné moria, osypy a plášte deluviálnych hlinitých a hlinito-kamenitých sedimentov. Ich hrúbka, ktorá je závislá na viacerých faktoroch, sa pohybuje od 2–3 do 15 až 18 m.

Výrazné sutinové vence vrúbia Rožňavskú kotlinu, dolinu Muráňa a Štítnika. Menšie hrúbky hlinitejších svahovín sú zachované v oblasti vývoja paleozoických hornín, fyllitov a pieskovcov. V nižších polohách prechádzajú do sprašových hlin. Deluviálne hlinité a hlinito-kamenité sedimenty sa podielajú aj na tvorbe výplní jaskynných priestorov.

Holocén

- 4, 3, 2, 1 Piesčité hliny s ojedinelým štrčíkom;
štrky zahlinené, štrky, úlomky a bloky;
fluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky, hliny a íly;
antropogénne sedimenty: haldy, navážky

Do najmladšieho obdobia štvrtohôr – holocénu začleňujeme fluviálne piesčité a hlinité štrky, povodňové hliny a íly pariečnych nív /inundačných území/, proluviálne, hlinité, hlinito-štrkovité a kamenité sedimenty náplavových kužeľov a recentné antropogénne sedimenty.

Nivný holocénny kryt hlavných riek je tvorený 1–2,5 m hrubým súvrstvím hlinitých, hlinito-piesčitých a ſlovitých povodňových sedimentov vyvinutých na dnovej akumulácii. Bočné prítoky sú zväčša budované hlinitým a hlinito-štrkovitým krytom, na ktorý vyúsťujú najmladšie holocénne až recentné náplavové kužeľe budované hlinami a hlinitými štrkmi.

TEKTONIKA

Tektonika územia východnej časti Slovenského rudohoria je výsledkom zložitého sedimentačného, magmatického, metamorfného a orogénneho vývoja počas niekoľkých tektonických cyklov /bajkalský? – kaleidoský? – variský, alpínsky/, v priebehu ktorých sa sformovali jednotlivé tektonické jednotky územia. Alpínska orogenéza dotvára zložitú stavbu územia, na ktorej sa podieľa niekoľko základných tektonických jednotiek Západných Karpát. Tieto jednotky sa navzájom odlišujú litofaciálnym charakterom sedimentárnych a magmatických formácií, stupňom metamorfózy i charakterom štruktúrneho vývoja.

Podstatná časť územia patrí gemeniku tvorenému prevažne epimetamorfovaným paleozoíkom a mezozoickými sekvenciami. **Gemenikum je v podobe rozsiahleho a zložitého príkrovu nasunuté na externejšiu tektonickú zónu Západných Karpát – vaporikum**, ktoré tvorí prevažne vyššie metamorfované kryštalínikum a epimetamorfovaný mladopaleozoicko-mezozoický obal. Ako samostatná tektonická jednotka bolo odlišené silicíkum, tvorené predovšetkým alochtonným komplexom nemetamorfovaných mezozoických formácií označovaných ako silický príkrov /H.Kozur – R.Mock 1973a/.

Tektonická pozícia meliatskej skupiny nie je jednoznačne doriešená. Predbežne bola zaradená do tektonickej jednotky gemenika, avšak viacerí autori ešte zvažujú jej tektonickú príslušnosť /bukkíkum – M. Mahel' 1975/.

TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Intenzívne prejavy alpínskej tektogenézy silne deformovali a miestami úplne zotreli štruktúry vytvorené staršími orogénnymi procesmi. To do značnej miery stáže a miestami úplne znemožňuje analýzu a rekonštrukciu štruktúr vytvorených v priebehu predalpínskej etapy tektonického vývoja, a tým i kinematického a dynamického štruktúrneho plánu v priebehu

jednotlivých predalpínskych orogénnych pochodov. Z uvedených dôvodov rozdeľujeme tektonický vývoj do dvoch hlavných etáp – predalpínskej a alpínskej.

Predalpínska etapa

Táto etapa zahrňuje časove veľmi dlhý úsek, v priebehu ktorého sa sformoval fundament alpínskych sedimentačných priestorov územia. Pest्रý faciálny vývoj mezozoických sekvencií poukazuje na veľkú členitosť predmezozoického fundamentu a rozdielnu predalpínsku konsolidáciu jednotlivých štruktúrnych zón v závere predalpínskej etapy. Rozdielny lito-faciálny charakter sedimentárnych a magmatických formácií, ale i značné rozdiely v stupni metamorfózy a type predalpínskych deformácií predmezozoických útvarov poukazujú na odlišný tektonický vývoj hlavných tektonických jednotiek. Tieto sa pravdepodobne formovali v samostatných štruktúrno-tektonických zónach, predovšetkým v priebehu variskej tektogenézy, pričom vďaka nižšej metamorfóze vieme podstatne lepšie rekonštruovať predalpínsky tektonický vývoj v gemeriku.

Nedostatok stratigrafických kritérií, pomerne monotoný faciálny vývoj predmezozoických formácií a ich intenzívna variská metamorfóza a granitizácia neumožňujú vo vaporiku spoľahlivo určiť príslušnosť a charakter predvariských orogénnych cyklov /bajkalský, kaledónsky/. V posledných rokoch však palinologické výskumy potvrdili príslušnosť viacerých, predovšetkým nižšie metamorfovaných formácií vaporika k staršiemu paleozoiu. Nepodarilo sa však zatiaľ jednoznačnejšie preukázať, či vyššie metamorfované a granitizované komplexy vaporika /ruly, migmatity/ sú len vyššie metamorfovanými staropaleozoickými formáciami, alebo patria k starším – snáď i predpaleozoickým formáciam. Kedže nemáme dôkazy potvrdzujúce orogénny charakter bajkalskej a kaledónskej tektogenézy vo vaporiku, môžeme predpokladať plynulý sedimentačno-magmatický vývoj počas kaledónskej epochy a pravdepodobne i epoch starších.

Charakter metamorfózy a deformácie poukazuje na nejednotný charakter variskej orogenézy v celom vaporiku. Pravdepodobne tu existovalo niekoľko samostatných štruktúrnych zón.

Významným prejavom variskej orogenézy vo vaporiku je intenzívna migmatitizácia a granitizácia, predovšetkým v jeho južných zónach, s ktorou súvisí vznik početných telies granitoidných hornín. Intenzívna metamorfóza a granitizácia je jedným z hlavných rozdielov v predalpínskej tektogenéze vaporika a gemerika. Najvýraznejším mezoskopickým štruktúr-

nym prvkom je výrazná kryštalačná bridličnatosť. V menšom rozsahu niektorí autori /A.Klinec 1976, S.Jacko 1975, 1978/ preukázali aj variské vrássové štruktúry. Otázka existencie variských príkrovov v kryštali- niku vepríka predpokladaná niektorými autormi ostáva otvorená, avšak oveľa pravdepodobnejší je ich alpínsky vek. Variská tektogenéza bola ukončená v priebehu mladšieho paleozoika zlomovou tektonikou dopre- vádzanou vznikom hrastí a priekopových prepadiín. Územie sa stalo prie- storom molasovej sedimentácie doprevádzanej vulkanizmom viazaným na okrajové zlomy molasových sedimentačných bazénov.

Oveľa lepšie možno rekonštruovať predalpínsky tektonický vývoj paleo- zoických formácií podielajúcich sa na stavbe tektonickej jednotky gemerika.

Staropaleozoický fundament gemerika je tvorený dvoma litofaciálne rozdielnymi sedimentačno-vulkanickými formáciami /gelnická skupina, rakovecká skupina/, ktoré vznikli za rozdielnych paleotektonických podmienok, ale časove i priestorove na seba úzko naväzovali. Počas ich formovania sa menil charakter typu sedimentačného bazénu, čoho odra- zom je zmena vulkanogénno-flyšovej sedimentácie s prevahou acidných vulkanických hornín v gelnickej skupine do sedimentácie vulkanogénno- -flyšoidnej až aspidnej s prevahou bázických vulkanických hornín rako- veckej skupiny. S rozložením oboch formácií po variskom vrásnení pomer- ne výrazne koreluje vývoj mladšieho paleozoika. Variská orogenéza a me- tamorfóza sa v gemeriku neprejavili rozsiahľou migmatitizáciou a grani- tizáciou ako tomu bolo v severnejších tektonických jednotkách /vepri- kum, tatrikum/, avšak spôsobili rozdielnu stabilizáciu v staropaleozoickom fundamente, čo sa počas mladšieho paleozoika prejavilo určitou diferen- ciáciou mobility v jeho čiastkových blokoch. Oveľa mobilnejší bol sever- ný blok budovaný prevažne rakoveckou skupinou, ktorý bol oblasťou ove- ťa intenzívnejšej mladšej sedimentácie. Mladopaleozoická sedimentácia neprebiehala rovnomerne v celej oblasti rozšírenia staropaleozoického fundamentu gemerika, ale pravdepodobne len v užších lineárnych žľaboch, do ktorých bol znášaný hojný klastický materiál staropaleozoických hornín. Sedimentácia v určitých zónach bola doprevádzaná intenzívnym vulka- nizmom bázickým v karbóne a acidným v perme. Valúny staropaleozoic- kých hornín v zlepencoch mladšieho paleozoika poukazujú na to, že va- riskou orogenézou boli už staropaleozoické horniny epizonálne metamor- fované a výrazne zbridličnaté. Tým sa gemerikum odlišuje od južnej- šieho Bükkika, kde sa variské vrásnenie výraznejšie neuplatnilo /H.Kozur- -R.Mock 1977/. Oblasť gemerika pravdepodobne tvorila prechodnú ob- lasť medzi severnejšou oblasťou s výraznou variskou orogenézou a roz- siahľou granitizáciou a južnejšou oblasťou, variskou orogenézou praktic- ky nepostihnutou.

Staropaleozoický fundament gemerika bol intenzívne vrásnený a tektonicky prepracovaný alpínskou orogenézou, ktorá v značnej miere zotrela variské štruktúry a zamaskovala prípadné rozdiely v inventári štruktúrnych prvkov hornín rakoveckej a gelnickej skupiny. Variský štruktúrny plán bol silne prepracovaný a zachované relikty neumožňujú jeho jednoznačnejšiu rekonštrukciu. Počas variskej orogenézy došlo k pomerne intenzívному zvrásneniu doprevádzanému vznikom vrstevnej kryštalačnej bridičnatosti.

Existencia kaledónskej orogenézy nie je v gemeriku jednoznačne interpretovaná. L. Snopko /1960, 1967/ jej pripisuje vrásnivý charakter, ktorého výsledkom je zvrásnenie gelnickej skupiny a vytvorenie hlavnej štruktúry gelnickej skupiny – hnileckej antiklinály, ale i diskordancia medzi gelnickou a rakoveckou skupinou. Iní autori však pripisujú vznik týchto štruktúr už mladším orogénnym etapám.

Alpínska etapa

V priebehu alpínskej etapy boli sformované hlavné tektonické jednotky územia a vytvorená jeho zložitá stavba. Výsledkom alpínskej orogenézy je podstatné zúženie pôvodného sedimentačného priestoru, tektonické zblíženie formácií vznikajúcich vo vzdialených sedimentačných bazénoch a značná tektonická redukcia hornín predalpínskeho funda- tu i alpínskych formácií, a to buď procesmi pohľtenia /subdukcie/ alebo formou rozsiahlych presunov pri povrchových sekvencií mimo ich domovskú oblasť v podobe bezkorenných príkrovov.

Alpínska sedimentácia úzko nadväzovala na variské molasové bazény a svojím charakterom v značnej miere odrážala stupeň variskej konsolidácie a typu kôry vytvorenjej predalpínskymi, predovšetkým variskými orogénnymi pochodmi. Vytvoril sa tu široký, silne členitý sedimentačný priestor, ktorý pravdepodobne zahrnoval sedimentačné oblasti mezozoika nasledujúcich alpínskych jednotiek /od severu na juh/: juhovporidné oblové mezozoikum /federátska skupina, ružinská skupina/, chočský príkrov s.l., severogemeridná jednotka, silický príkrov, meliatska skupina s.l./.

Zvlášť široký sedimentačný priestor sa vytvoril medzi vaporikom a gemitikom v zóne bez výraznejšej variskej granitizácie s kôrou prechodného typu, pravdepodobne so značným podielom bázických hornín. Alpínskou orogenézou bol však takmer úplne redukovaný, pričom predalpínsky fundament /najmä staršie paleozoikum/ bol pravdepodobne úplne pohľtený a mezozoické sekvencie s vrchnými časťami mladopaleozoických for-

mácií boli transportované v podobe superficiálnych bezkorenných príkrovov.

Alpínska orogenéza mala odlišný charakter v predalpínskom fundamente a jeho mezozoickom obale. Alpínske vrásnenie malo viacfázový charakter s rozdielnymi typmi štruktúr vytvorených účinkom jednotlivých fáz. Deformácie predalpínskeho fundamentu mali hlbinný tektonický štýl s výrazným uplatnením vrásovo-strižných deformácií, v dôsledku čoho došlo k intenzívному tangenciálному skráteniu jeho pôvodného rozsahu.

Mezozoický obal bol deformovaný prevažne v prioprvchových podmienkach výrazne sa odlišujúcich od hlbinného štýlu deformácie fundamentu. V mnohých prípadoch došlo k jeho odlepeniu a diferenciálnemu transportu. Odlepenie nastalo väčšinou v plastických súvrstviach, akými sú vrchnopermské súvrstvia bridlíc s častými polohami evapori-tov a bridličnaté súvrstvia spodného triasu.

V dôsledku intenzívnej alpínskej orogenézy u prevažnej časti mezozoických sekvencií nemôžeme jednoznačne kvalifikovať vzťah autochtonity k ich pôvodnému podkladu.

Pomerne jednoduchá predstava o autochtonnej, prípadne paraautochtonnej pozícii gemenidného mezozoika na mladopaleozoických sekvenciách /D.Andrusov 1959, J.Bystrický 1964, M.Mahel' 1953a, M.Mahel' a kol. 1967 a ďalší/ bola značne skomplikovaná v južnej časti gemenika preukázaním triasového veku metamorfovaných sekvencií zaradovaných do meliatskej skupiny /H.Kozur-R.Mock 1973b/. Nemetamorfované mezozoikum Slovenského krasu tvorí podľa tejto interpretácie rozsiahly superficiálny príkrov označený ako silický príkrov. Názory o jeho domovskej oblasti nie sú jednotné. Na základe jeho biofaciálnej, ale i lithofaciálnej afinitity k austroalpínskym jednotkám, predovšetkým severogemeridnému mezozoiku, sa jeho domovská oblasť spája so sedimentačným priestorom medzi juhovporidnou a gemenidnou oblasťou /H.Kozur-R.Mock 1973b/. Z tejto interpretácie vyplýva južná vergencia násunu na pomere značnú vzdialenosť, čo v Karpatoch predstavuje značnú štruktúrnu anomáliu. Z uvedeného dôvodu časť karpatských geológov sa prikláňa k jeho severovergentnému nasúvaniu, pričom okrem štruktúrnych dôvodov sú pre takúto interpretáciu aj niektoré znaky blízke dinaridnému typu triasu /M.Mahel' 1975, 1978/. Jednoznačnú odpoveď na otázku vergencie a domovskej príslušnosti silického príkrovu zatiaľ nedali ani podrobnejšie mapovacie práce z tejto oblasti.

Riešenie problematiky vzťahov severogemeridného mezozoika, meliatskej skupiny a silického príkrovu značne komplikuje neprítomnosť mezozoických formácií v centrálnej zóne gemenika, ktorú dnes tvorí preovšetkým mocný súbor sedimentárno-vulkanických flyšových formácií sta-

ropaleozoického veku /gelnická skupina/ prestúpený neskorovariiskými a alpínskymi granitmi /A.Kováč a kol. 1979, J.Kantor– J.Rybár 1979/.

Staropaleozoický komplex centrálnej zóny gemenika predstavuje zo štruktúrneho hľadiska typickú bridličnatú zónu vyznačujúcu sa štruktúrami, ktoré vznikli v dôsledku intenzívneho tangenciálneho stlačenia do prevádzaného značným horizontálnym skrátením priestoru počas hlavných fáz alpínskeho vrásnenia. Z alpínskych mezoskopických štruktúr má dominantné postavenie regionálne vyvinutá kliváž, ktorej charakter sa výrazne mení v závislosti na litológii.

Alpínska kliváž v centrálnej zóne gemenika má oblúkovitý priebeh. Podľa zmyslu jej úklonu môžeme túto zónu rozdeliť na severnú časť s monoklinálne na J uklonenou klivážou a južnú časť, kde sú často prevládajúce úkly kliváže na S /resp. SZ alebo SV/, pričom kliváž má často vejárovitú orientáciu /oblasť Medzeva, Betliara/. Územie s vejárovitou orientáciou alpínskej kliváže je južne od apofýz gemenidných granitov. Reliéf granitov podľa geofyzikálnych výsledkov je tu v podstatne väčších hĺbkach než v severnej časti s monoklinálnym úklonom kliváže /J.Plančák a kol. 1977/. Tektonický štýl alpínskej orogenézy v centrálnej zóne gemenika môžeme charakterizovať ako hlbinný vrásovo-prešmykový, s intenzívnym vývojom kliváže osovej roviny.

Južný okraj centrálnej zóny gemenika predstavuje pomerne úzku súvislú zónu smeru V–Z prebiehajúcu medzi Jasovom a Štítnikom. Ide o štruktúrnu zónu vyznačujúcu sa veľmi zložitou alpínskou stavbou, v ktorej okrem staropaleozoických formácií vystupujú aj mladopaleozoické súvrstvia /gočaltovská skupina/, metamorfované mezozoické súvrstvia meliatskej skupiny a mezozoikum silického príkrovu. Štruktúrne vzťahy uvedených formácií sú veľmi zložité. V bezprostrednom susedstve sa tu často nachádzajú litofácie, ktoré vznikli v paleotektonicky a paleogeograficky veľmi rozdielnych podmienkach, v pôvodne značne vzdialených sedimentačných priestoroch. K ich zblíženiu došlo počas alpínskej tektogenézy v priebehu viacerých orogénnych fáz, pričom bol mechanizmus tektonického zbližovania počas jednotlivých fáz značne rozdielny. Uvedená zóna sleduje priebeh rožňavskej zlomovej zóny /vlastný rožňavský zlom je len jedným z mladých povrchových prejavov v tejto zóne/, avšak jej ohrianičenie nemožno presne definovať, predovšetkým vzhľadom k výšie opísanej centrálnej zóne. Na staropaleozoickom fundamente je uložený pomerne pestrý mladopaleozoický sedimentárno-vulkanickej komplex /gočaltovská skupina/, ktorého spodná časť sa nachádza v autochtónnej obalovej pozícii na rôznych súvrstviach staršieho paleozoika. Litofaciálne je táto časť pomerne pestrá a svojím zložením v značnej miere odráža zloženie podložia /gelnická skupina/. Alpínska kliváž je na mnohých miestach obdob-

ne vyvinutá ako v staršom paleozoiku a bez výraznejšej zmeny smeru úklu prechádza do mladopaleozoických súvrství. To je jeden z hlavných dôvodov, prečo vek kliváže v staropaleozoickom fundamente gemenika považujeme za alpínsky. Časť mladopaleozoických súvrství, najmä v oblasti medzi Jasovom a Medzevom a pravdepodobne i v oblasti Bôrky a Lúčky a najmä v nižnoslanskej depresii, tvorí tektonické šupiny vyznačujúce sa odlišným charakterom metamorfózy a výrazne rozdielnym charakterom deformácie. V nadloží týchto šupín mladšieho paleozoika vystupuje opäť v tektonickej pozícii faciálne pestrý komplex mezozoických /prevažne triasových/ súvrství tvorených tmavými bridlicami, dolomitmi, svetlými kryštalickými vápencami, tmavými doskovitými vápenčami a produktmi bázického magmatizmu, metamorfovanými za podmienok relatívne vyššieho tlaku. Tak sa bázické vulkanické horniny premenili na glaukofanické bridlice /meliatska skupina/. Tento komplex má veľmi zložitú vnútornú stavbu tvorenú niekoľkými tektonickými šupinami, ktoré sa smerne často veľmi rýchlo vytrácajú a ich počet v jednotlivých úsekokoch zóny je veľmi premenlivý. Generálne sa úklon šupín v tejto zóne zostrmuje od severu na juh. Vergencia je vo všetkých pozorovaných prípadoch k severu. Deformácie v dôsledku veľmi rozdielnych mechanických rozdielov majú výrazný disharmonický charakter.

Na takto intenzívne deformovanej zóne leží v príkrovovej pozícii, takmer horizontálne príp. mierne uklonený na J, komplex triasu silického príkrovu; spodný trias je značne redukovaný a na rôznych členoch metamorfovaného mezozoika ležia priamo strednotriassové karbonáty. Násuvná plocha silického príkrovu predstavuje výrazný skok v charaktere a stupni metamorfózy i deformácie /tektonickom štýle/. Samotný proces násuvania silického príkrovu bol pravdepodobne viacfázový. V starších fázach došlo k jeho násunu ako celku, pravdepodobne do oblasti vytvárajúcej sa monoštruktúrnej depresie južne od centrálnej zóny gemenika. V mladších fázach alpínskej orogenézy pokračovala redukcia priestoru. Pôvodne jednotný silický príkrov bol rozdelený do niekoľkých čiastkových štruktúr oddelených prešmykmi. V tejto fáze mohlo dôjsť v najsevernejšej čiastkovej štruktúre k odlepeniu karbonátového stredného a vrchného triasu od bridličnato-slienititého spodného triasu a k jeho diferenciálnemu severovergentnému násunu. Tieto prešmyky sú pomerne mladé, na čo poukazuje prítomnosť zaklinených šupín vrchnokriedových prípadne mladších hornín /Miglinecká dolina, gombasecký lom/ – /J. Mello – J. Salaj 1982/. Tieto mladé prešmyky pozdĺž styku paleozoika gemenika a mezozoika Slovenského krasu majú prevažne výrazné severné vergencie. V južnej časti Slovenského krasu majú len miestami južné vergencie s úklonom na sever, takže sa tu v záverečných fázach alpínskej orogenézy vytvorila

vejárovitá orientácia prešmykov rozdeľujúcich silický príkrov do niekoľkých čiastkových štruktúr.

Severný, severozápadný a čiastočne i severovýchodný okraj gemerika na území mapy tvoria mezozoické a mladopaleozoické komplexy /straten-ská, krompašská a dobšinská skupina/. V severogemeridnej synklinále sa pred denudáciou uchovali mezozoické a mladopaleozoické súvrstvia severnej časti gemerika. Tieto vykazujú značné odlišnosti od rovnovekých súvrství zachovaných popri južnom okraji gemerika. To je hlavný dôvod, prečo sú obe zóny aj v litostratigrafickej časti opisované osobitne.

Vzájomný vzťah oboch okrajových zón gemerika a ich vzájomný vzťah k podložným staropaleozoickým skupinám – to sú základné, dosiaľ usporiovo nevyriešené otázky. Rozdiely v charaktere mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií vedú niektorých autorov k odlišeniu dvoch samostatných jednotiek budovaných rozdielnym typom staropaleozoického fundamentu /P.Grecula-I.Varga 1979/.

Zlomová tektonika

Stavba východnej časti Slovenského rudohoria je značne ovplyvnená zlomovou tektonikou, ktorá rozhodujúcim spôsobom dotvára rozmiestnenie a konfiguráciu jednotlivých tektonických jednotiek a ich vnútornú štruktúru. Zlomy vytvárajú zložitú sieť, tvorenú niekoľkými systémami odlišujúcimi sa nielen priestorovou orientáciou, ale aj genetickým typom, vzťahom k vrássovým štruktúram, vekom ich formovania i dĺžkou trvania ich aktivity. Existenciu a charakter starších najmä predalpínskych zlomov vo väčšine prípadov preukazujú len nepriame príznaky, ako rozmiestnenie a charakter sedimentárnych a magmatických formácií poukazujúcich na ich vznik na blokoch s odlišnou mobilitou odrážajúcou pravdepodobne zmeny typu kôry v priebehu ich formovania. Naproti tomu alpínskou zlomovou tektonikou vznikla pestrá škála zlomov, ktoré tvoria výrazné štruktúrne prvky alpínskej stavby územia.

Vo vzťahu k vrássovým štruktúram a priebehu významných tektonických pásiem sú orientované parallelne /smerné zlomy/ a priečne /kolmo alebo diagonálne k priebehu smerných štruktúr/.

Smerné dislokácie vo väčšine prípadov majú charakter strmo uklonenných prešmykov miestami prechádzajúcich do miernejšie uklonených násuvov, ktoré vznikli v priebehu jednotlivých fáz tektonického stesňovania sedimentačného priestoru počas alpínskej orogenézy, pričom niektoré takéto štruktúry môžu byť tektonicky predisponované starším štruktúrnym

plánom. V záverečných fázach alpskej orogenézy sa postupne mení kinematický režim, výsledkom čoho je formovanie hlavných morfostruktúr územia doprevádzaných smernými dislokáciami poklesového charakteru, často priestorove naloženými na staršie prešmykové zóny.

Priečne dislokácie sú veľmi početné a spôsobujú rozčlenenie územia na bloky rôznej veľkosti. Sú orientované prevažne v severojužnom smere, pričom ich priebeh sa mení od smeru SZ – JV v západnej časti územia do smeru SV – JZ vo východnej časti územia. Väčšina priečnych dislokácií má lokálny charakter, avšak niektoré z nich svojím priebehom značne presahujú rozsah územia mapy /hornádske zlomové pásmo, štítnické zlomové pásmo/.

Lubenícko-margecianska línia

Je jednou z najvýznamnejších smerných tektonických línií v Západných Karpatoch. Tvorí severné ohraničenie tektonickej jednotky gemerika.

V zmysle D.Andrusova /1959/ je považovaná za násunovú plochu gemerika na vaporikum. Jednotliví autori /in lit./ jej pripisujú rôzny význam predovšetkým z pohľadu koreňovej zóny skupiny severovergentných príkrovov, ba i juhovergentného silického príkrovu /D.Andrusov 1975, H.Kozur – R.Mock 1973a/. Väčšina autorov považuje túto líniu za zónu výrazného pohltenia fundamentu sedimentačného priestoru vyššie uvedených príkrovov.

Línia má oblúkovitý priebeh a možno v nej vyčleniť niekoľko viac-menej samostatných úsekov. Najvýraznejšie sa prejavuje medzi Bradhom a Ochtinou, kde má sv. priebeh. V strednom úseku je jej priebeh komplikovaný najmä v blízkosti štítnického zlomu. Medzi Hrabušicami a Margecanmi je jej priebeh prekrytý paleogénom. V úseku medzi Margecanmi a Košicami má priebeh smer SZ – JV.

Čiastočne odlišnú interpretáciu tejto línie uvádza L.Rozložník /1976/ na základe štruktúrnej analýzy; ide najmä o jej východný úsek medzi Margecanmi a Košicami. Je to v podstate intenzívne stlačené a zošupinovatené pásmo, v ktorom sa stýkajú dva celky, látkove odlišné, avšak zo štruktúrneho hľadiska pomerne homogénne. Obdobná situácia je i v úseku západne od Ochtinej. Hlavná prešmyková plocha na styku gemerika a vaporika je doprevádzaná viacerými paralelnými dislokáciami v podložných vaporických i v nadložných gemickej formáciách.

Hrádocko-železnická línia

Tektonická línia prešmykového charakteru prebiehajúca južne od luhovskej línie. Výrazne je vyvinutá predovšetkým medzi Sirkom a Štitníkom. Podľa A. Abonyiho /1971b/ ohraničuje južnú časť severogemeridnej okrajovej synklinály. Pozdĺž nej je nasunutý staropaleozoický komplex /gelnická skupina/ na vrchný karbón. Tvorí hranicu medzi dvojma oblasťami s odlišnou mineralizáciou. Severne od nej dominujú ložiská magnezitov, zatiaľ čo južne od nej prevláda sideritové zrudnenie.

Mlynecká prešmyková zóna

Ďalšou výraznou zónou smerných dislokácií je sústava prešmykov pri južnom okraji severogemeridnej synklinály, zvlášť výrazne sa prejavujúca medzi Dobšinou a Slovinkami. Ide o širšiu prešmykovú zónu medzi antiklinóriom Volovca a severogemeridnou synklinálou, zvlášť výrazne vyvinutú v súvrstviach mladšieho paleozoika a rakoveckej skupiny. V tejto zóne sú lokalizované početné žilné ložiská, patriace medzi najvýraznejšie vo východnej časti Slovenského rudohoria /Mlynky, Novoveská Huta, Bindt, Rudňany/.

Rožňavská zlomová zóna

Je jednou z najvýraznejších zlomových zón smerného charakteru. V poslednom čase sa o nej veľa diskutuje aj z hľadiska južného ohraničenia gemenika a vzťahu k južnejším tektonickým jednotkám /bükkikum/, ale aj z hľadiska úvah o koreňových zónach niektorých tektonických jednotiek /príkrovov/ Západných Karpát. Predstavuje pomerne výraznú tektonickú zónu prebiehajúcu pozdĺž južného okraja antiklinoriálneho pásma Volovca. Vývoj tejto anomálnej zóny sa výrazne prejavuje aj geofyzikálne /J. Plančár a kol. 1977/. Ide o tektonickú zónu s polygénnym a pomerne dlhodobým vývojom, ktorej funkcia sa uplatnila pravdepodobne už počas sedimentácie mezozoika /prípadne už v priebehu permu/ v podobe rozhrania dvoch blokov s rozdielou variskou stabilizáciou /P. Reichwalder 1971/. Jej najvýraznejšie štruktúrne prejavy sa sformovali až v priebehu alpínskej orogenézy. Vlastná rožňavská línia, tak ako bola pôvodne definovaná /V. Zoubek 1953, M. Máška 1959, O. Fusán /in M. Maheľ a kol. 1967/, je len jedným z mladších tektonických prejavov v tejto zóne. Aj L. Rozložník /1976/ považuje rožňavský zlom za mladý germanotypný

zlom, ktorý omezuje miestami hlavné štruktúrne smery gelnickej skupiny s možnosťami horizontálneho posunu. Naproti tomu P.Grecula /1973/ po-važuje túto zónu /rábsko-rožňavský hlbinný zlom/ za domovskú oblasť gemerika.

Podľa našej predstavy je to zóna tektonického zblíženia, resp. styku gemerika a južnejšieho bloku, na ktorom sedimentovali formácie zaradované do meliatskej skupiny /jeho predalpínsky fundament na území SSR nie je zatiaľ jednoznačne preukázaný/. Vyznačuje sa zložitou prešmykovo-šupinovou stavbou s prítomnosťou šupín mezozoických hornín metamorfovaných v podmienkach vyššieho tlaku /glaukofanity/.

V priebehu najmladších fáz alpínskej orogenézy sa v tejto zóne výrazne uplatnila zlomová tektonika, ktorou je jej priebeh morfologicky zvýraznený.

Priečne dislokácie

Priečne zlomy predstavujú najmladšie štruktúry, ktoré často výrazne prerušujú priebeh smerných štruktúrnych prvkov. Ide prevažne o zlomovú tektoniku poklesového, v menšej mieri posunového alebo prešmykového charakteru s rôznymi amplitúdami pohybu. Priečne zlomová tektonika rozdeľuje územie do početných blokov s rôznom tendenciou vertikálnych pohybov, čím sa vytvorili výrazné morfostruktúrne elevácie a depresie /elevácia antiklinária Volovca s čiastkovými depresnými štruktúrami; nižnoslanská depresia/. K najvýznamnejším priečnym zlomovým systémom patria hornádske zlomy, ktoré tvoria východné ohraďenie gemerika i veporiaka. Ďalším významným systémom sú zlomy vytvárajúce nižnoslanskú depresiu. Z nich najvýznamnejší je štítnický zlom, ktorý, podobne ako hornádske zlomy, presahuje svojím priebehom územie mapy. Štítnický zlom je pravdepodobne staršieho založenia a okrem vertikálnej zložky sa na ňom uplatňuje i horizontálna zložka pohybu.

Územie medzi hornádzskymi zlomami a nižnoslanskou depresiou je porušené celým radom zlomov nižšieho radu, ktoré porušujú paleozoické i mezozoické komplexy. Je to napr. smolnícky zlomový systém, systém zlomov z oblasti Medzeva cez oblasť Mníška nad Hnilcom a zlomy po-kráčajúce cez východné ohraďenie mezozoika Galmušu do oblasti Braniska, zlomy v oblasti východného a západného ohraďenia popročského granitoidného telesa a celý rad ďalších, zatiaľ nepomenovaných zlomov.

Veľmi výrazne sú vyvinuté zlomy aj západne od nižnoslanskej depresie. Prechádzajú plynule cez územie budované veporíkom aj gemeríkom;

rozčleňujú toto územie na celý rad menších blokov vymedzených J.Vo-
zárom 1979 /in P.Reichwalder a kol. 1979/, napr. blok Treškovej-Turčo-
ka, blok Sirkovského Železníka, blok Bystrej doliny, blok Želbanu, blok
Ratkovskej Zdychavy .

HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Geologická stavba hodnoteného územia významne určuje charakter hydrogeologických pomerov. Na základe geologickej stavby môžeme v území vymedziť niekoľko hydrogeologických celkov, ktoré sa líšia hydrofyzikálnymi vlastnosťami hornín, charakterom obehu a režimu i fyzikálno-chemickými vlastnosťami podzemných vód.

Samostatný hydrogeologickej celok tvorí vaporské kryštalínikum s puklinovou priepustnosťou. Najväčšie rozšírenie v území má hydrogeologickej celok paleozoika Volovských vrchov s prevládajúcou puklinovou priepustnosťou, miestami i s puklinovo-pórovou, resp. puklinovo-krasovou priepustnosťou.

Z hľadiska zvodnenia je najvýznamnejší hydrogeologickej celok mezozoika. Sú to predovšetkým vápencovo-dolomitické komplexy, u ktorých je puklinová, krasová a puklinovo-krasová priepustnosť.

Hydrogeologickej celok centrálnokarpatského paleogénu tvoria horniny s puklinovou a čiastočne puklinovo-pórovou priepustnosťou.

Hydrogeologickej celok sedimentov neogénu, ojedinele vulkanoklastických hornín neogénu, je reprezentovaný horninami s pórovou a puklinovou priepustnosťou.

Z hľadiska zvodnenia ďalší významný hydrogeologickej celok predstavujú fluviálne sedimenty v údoliach riek, ktoré majú pórovú priepustnosť.

Na hodnotené územie zasahuje vaporské kryštalínikum, ktoré je reprezentované amfibolitmi, svormi, fyllitmi a tiež granitmi, migmatitmi a ortorulami. Pre obe podzemných vód má význam iba zóna zvetrávania a tektonické porušenie. Pukliny sú však často vyplňené produktmi zvetrávania. To obmedzuje cirkuláciu a akumuláciu podzemných vód, a preto výdatnosť prameňov je prevažne pod $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Väčšie zvodnenie majú však granitoidné horniny s otvorenými a do hĺbky siahajúcimi puklinami. Odvodňované sú väčšinou postupnými výronmi podzemnej vody do eróznych rýh. Priemerná výdatnosť prameňov sa pohybuje okolo $0,5 \text{ l.s}^{-1}$, miestami i nad $1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Pramene vyvierajúce z významnejších zlomových pásiem dosahujú výdatnosť priemerne $1,5-2,0 \text{ l.s}^{-1}$,

ojedinele napr. prameň pri Krokave až $10,9-1,6 \text{ l.s}^{-1}$. O vyššom zvodnení granitoidov svedčí i minimálny špecifický odtok podzemných vód, ktorý bol v povodí Zdychavy v rokoch 1974-1977 $2,45 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^2$ /tab. 1/.

Tab. 1 Minimálny špecifický odtok podzemných vód

Vodomerná stanica	Tok	Plocha povodia km ²	Pozorovacie obdobie	Geologická charakteristika povodia	Min. priet. l.s ⁻¹	Min. šp. odtok l.s ⁻¹ .km ²
Revúca	Zdychava	58,95	1974-77	kráľovohorský komplex	114,5	2,45
Hučín	Rybník	15,81	1971-77	neogén, spodný trias	25,4	1,60
Pašková	Rozložnica	27,92	"	spodný trias	20,1	0,72
Brzatín	Horský potok	26,92	"	spodný trias, gelnická skup.	41,1	1,52
Gemerská Poloma	Súľovský potok	57,38	"	gelnická skupina	52,7	0,91
Dobšiná	Dobšinský potok	31,97	"	karbonát triasu, granitoidy	154,7	4,83
Slovinky	Lacimberský potok	18,92	1972-77	rakovecká a gelnická skup.	42,8	2,26
Košická Belá	Belá	23,10	1974-77	rakovecká skupina, horniny permu	51,2	2,21
Hýľov	Ida	37,76	1971-77	gelnická skupina, gemitridné žuly	85,7	2,26
Nižný Medzev	Bodva	96,30	"	gelnická skupina	143,5	1,49
Rožňava	Rožňavský potok	41,80	"	gelnická skupina	45,2	1,08

Najväčšie rozšírenie vo východnej časti Slovenského rudohoria majú horniny paleozoika. Rytmickej sedimentácia hornín paleozoika, prerušovaná vulkanickou činnosťou s výraznými prejavmi niekoľkých fáz vrásnenia a metamorfizmu, podmienila značnú nerovnorodosť hydrogeologickej charakteru horninového prostredia. Podľa charakteru prieplust-

nosti a zvodnenia zadeil T.Repka /in V.Hanzel 1975/ jednotlivé typy hornín do niekoľkých skupín.

Relatívne najvyššie zvodnenie v paleozoiku dosahujú kryštalické vápence, dolomity, magnezity, siderity, ankerity s puklinovou, resp. puklinovo-krasovou priepustnosťou. Prostredím ich cirkulácie a akumulácie sú pukliny a krasové dutiny. Vytvárajú sa v nich nádrže, čo často spôsobuje pri razení banských diel prievaly vôd. Vody tohto typu sú na ložiskách karbónskych magnezitov – Košice, Podrečany, Burda – Poproč. Počiatočné fázy skrasovania sú i na niektorých sideritových a ankeritových ložiskach v gelnickej skupine. Prameňe majú často veľkú výdatnosť a rýchlo reagujú na zrážky. Napr. prameň Teplá voda pri Jelšave má výdatnosť $22,0-7,0 \text{ l.s.}^{-1}$ /tab. 2/. Puklinovo-krasové vody viazané na paleozoické karbonátové šošovky často vytvárajú artézske horyzenty. Podzemné vody tejto skupiny boli navŕtané štruktúrnym vrtom GV1-1 pri Vlachove. V hĺbke $690,0-753,0 \text{ m}$ bola navŕtaná šošovka kryštalických vápencov a dolomitických vápencov, z ktorej bol preliv vody na ústí vrtu $2,1 \text{ l.s.}^{-1}$ a teplota vody $21,6^\circ\text{C}$ /V.Hanzel 1975/.

Menej zvodnené sú pieskovce, arkózy, droby a zlepence s pôrovo-puklinovou priepustnosťou. Podzemné vody v nich sú vo vrchnej zóne v dosahu účinkov zvetrávania. Niektoré pukliny sú vyplnené produktmi zvetrávania. Výdatnosť prameňov týchto vôd je všeobecne veľmi nízka, prevažne okolo $0,1 \text{ l.s.}^{-1}$, ojedinele okolo $1,0 \text{ l.s.}^{-1}$ a viac. Napr. prameň Záhura pri Krompachoch má rozkyv výdatnosti $10,0-0,4 \text{ l.s.}^{-1}$ /tab. 2/.

Obdobnú intenzitu zvodnenia majú mohutnejšie polohy pieskovcov, metabazaltov a ich vulkanoklastík, hrubšie polohy porušených metaryolitov, gabrodiortov, gemenidných granitov /atd./ s puklinovou priepustnosťou. Podzemné vody sú v nich viazané na pukliny, zóny zvetrávania i na pukliny tektonického pôvodu siahajúce do veľkých hĺbek. Hydraulicky bývajú späť s ostatnými typmi vôd. Spravidla k ich doplnňovaniu dochádza mimo oblasti akumulácie. Obvykle sú vodami tlakovými. Prameňe z nich nemajú veľkú výdatnosť. Napr. prameňe v oblasti Rudníka vyvieračce z gemenidných granitov majú výdatnosť $1,8-0,2 \text{ l.s.}^{-1}$. Ojedinelá je vyššia výdatnosť, napr. z metaryolitov gelnickej skupiny pri Uhornej /prameň Tri studne/ – $30,6-0,5 \text{ l.s.}^{-1}$ /tab. 2/.

Puklinové vody v granitech boli navŕtané štruktúrnymi vrtmi PsS-1 v Pod-súľovej. Preliv na ústí vrtu bol $0,23 \text{ l.s.}^{-1}$ z hlbky $740,0 \text{ m}$. Na vrte KV-3 v Rochovciach bol preliv na ústí vrtu $0,22 \text{ l.s.}^{-1}$ z hlbky $702,0 \text{ m}$ a na vrte RS-1 Čučma bol preliv $1,5 \text{ l.s.}^{-1}$ z hlbky $547,0 \text{ m}$ /V.Hanzel in L.Snopko a kol. 1980; in A.Klinec a kol. 1979; in L.Snopko a kol. 1977/. Na vrte SV-1 v Starnej vode boli zistené nepatrné prítoky vody

Tab. 2 Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov /podľa meraní HMÚ/

Názov prameňa Lokalita	Horninové prostredie	Dátum mera- nia	Výdatnosť $l.s^{-1}$			$T_v^{\circ}C$	
			min.	max.	priem.	min.	max.
Slovinky Poráč č. 1 /Horný/	triasové vápence	1960 do 1964	1,5	42,9	-	8,0	9,0
Slovinky Poráč č. 2 /Dolný/	triasové vápence	1960 do 1964	1,0	42,0	-	7,5	9,5
Spišské Vlachy j. od osady za horou u Sv. Jána	triasové vápence	1959 do 1962	1,1	7,5	-	6,0	9,5
Krompachy okr. Sp. N. Ves	pieskovce, brid- lice, spodný trias, kyseľka	15.6. 1961	-	-	0,05	8,0	8,0
Krompachy pr. Záhura, okr. Sp. Nová Ves	zlepence permu, metabazalty a vápence karbónu	od 1971	0,4	16,0	5,2	3,5	13,3
Dobšiná Danková č. 3	triasové vápence	od 1957	4,0	51,3	14,7	7,0	7,0
Dobšiná Danková č. 1	triasové vápence	od 1957	2,7	29,4	10,2	7,0	7,0
Dobšiná Zimná Voda	triasové karboná- ty, styk so spod. triasom	1955 do 1970	3,2	26,0	6,2	6,5	7,5
z. od Dobšinej Nad Vyšným Hámrom	vápence federátska skup.	1955 do 1967	0,3	28,8	-	-	-
Kobeliarovo Pri kameňolome Pri mlyne	triasové vápence	od 1971	2,6 5,8	19,9 15,0	6,1 7,7	8,5 8,2	10,0 10,5
Uhorská, okr. Spišská N. Ves pr. Tri studne	metaryolity gel- nickej skupiny	1955 do 1967	0,5	30,6	-	-	-
Medzev Šugó 4	triasové kryšta- lické vápence na styku s fyllitmi	od 1959	0	22,3	2,6	6,5	12,4
Medzev Šugó 1a	- " -	od 1970	3,0	12,3	7,4	10,0	14,4

Tab. 2 – pokračovanie

Názov prameňa Lokalita	Horninové prostredie	Dátum merania	Výdatnosť $l.s^{-1}$			T _v °C	
			min.	max.	priem.	min.	max.
Medzev Šugó 1b	trias. kryštalické vápence na styku s fyllitmi	od 1970	1,4	5,1	1,9	7,8	14,4
Medzev Šugov-rybník	- " -	od 1970	1,9	6,6	3,2	7,6	12,3
Medzev Šugó č. 1	- " -	od 1959	0,4	38,0	5,5	5,5	14,2
Medzev Šugó č. 2	- " - '	od 1959	1,2	46,8	11,9	7,2	12,2
Teplá Voda-Jelša- va, okr. Rožňava	magnezity karbónu	1962– 1967	7,0	22,0	–	–	–
Štítnik, p. Dolinka okr. Rožňava	triasové vápence	1963– 1965	0,3	10,0	–	–	–
Rovné okr. Rim. Sobota	permšt. arkózy a spodnotriásové dolomity	14.4. 1965	–	–	0,04	6,0	6,0
Gem. Teplice Hlavíšte 1, 2 okr. Rožňava	triasové dolomity	1967 do 1972	0,6	236,0	21,8	10,0	14,0
Gem. Teplice pr. Hlavíšte- Bočný	dolomity stred. triasu	od 1967	1,0	29,4	5,3	8,0	12,0
Pašková pr. Veľká stud. okr. Rožňava	triasové vápence	1967 do 1969	2,0	60,0	22,0	–	–
Kunova Teplica pr. Teplica okr. Rožňava	triasové karbonáty	od 1966	8,2	67,7	14,3	14,2	14,2
Kunova Teplica pr. Zúgo	vápence, dolomity triasu	od 1956	4,3	108,8	16,5	9,1	9,8
Kunova Teplica Zúgo-jaskyňa	triasové karbonáty	od 1969	2,6	1111,0	45,2	9,7	9,7
Kunova Teplica za továrňou	triasové vápence	1967	0,01	697,0	11,0	–	–
Bradno okr. Rim. Sobota	styk pieskovcov per- mu vepríka s brid- licami gemerid. karb.	14.4. 1965	–	0,1	–	5,0	5,0

Tab. 3 Hydrogeologické údaje o banských vodách

Lokalita	Horninové prostredie	Dátum	Výdatnosť $l.s^{-1}$			$mg.l^{-1}$						
			jedno- ráz. meranie	prie- mer	celk. minera- lizácia	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}
Novoveská Huta okr.Spiš.Nová Ves výtok zo štôlne 22	vápence, pieskovce bridlice—spodný trias	15.4.1975	15,3	—	122,0	1,6	0,4	8,5	15,0	3,2	59,2	17,7
Novoveská Huta okr.Spiš.Nová Ves výtok z lomu Mu- ráň	pieskovce, zlepence— perm pieskovce, bridlice— spodný trias	15.4.1975	3,2	—	199,9	0,9	0,4	14,1	16,2	3,6	0,0	137,1
Novoveská Huta okr.Spiš.Nová Ves výtok zo šachty 3	pieskovce, arkózy, zlepence—perm pieskovce, bridlice— spodný trias	15.4.1975	8,3	—	619,4	16,8	1,5	35,7	97,6	3,6	204,4	247,3
Rudňany okr.Spiš.Nová Ves čerp.st.—šachta Mier	horniny rakoveckej skupiny	IV. 1966 až V. 1967	—	25,0	1579,2	9,0	11,2	207,6	56,7	7,5	730,4	503,6
ŽB Slovinky okr.Spiš.Nová Ves výtok zo štôlne Alžbeta	metaryolity, fyllity— gelnická skupina	16.4.1975	30,0	—	475,4	3,4	1,8	54,5	35,9	6,4	221,5	132,5
Mlynky okr.Spiš.Nová Ves štôlňa Filip	metabazalty— karbón	1969	—	1,0	1589,8	14,0	6,0	255,2	110,9	8,6	186,0	1007,6
Gelnica okr.Spiš.Nová Ves Krížová cesta	metaryolity, ich tufy a fyllity — gelnická skupina	15.6.1964	1,5	—	762,0	7,0	7,4	114,3	23,25	6,9	408,8	151,4

Tab. 3 - pokračovanie

Gelnická Huta okr. Spiš. Nová Ves štôlňa Mäsiarka	fylity – gelnická skup. 27.9.1969	3,0	-	491,1	2,6	0,7	50,3	47,4	2,5	299,0	76,0	
Gelnica-Perlová dolina okr. Spiš. Nová Ves	fylity – gelnická skup. 1969		-	1,0	1122,3	3,2	2,0	165,3	60,1	3,8	341,7	539,9
Gelnická Huta okr. Spiš. Nová Ves výtok zo štôlní	flyšové súvrstvie – gelnická skupina	1.10.1969	5,0	-	188,0	3,2	0,5	15,2	18,5	2,9	103,7	26,7
Nižná Slaná okr. Rožňava, štôlňa Ignáč	metaryolity, metaryol. tufy – gelnická skupina	1963	-	1,3	2387,2	11,6	8,2	332,5	174,7	17,2	323,4	1497,8
Dobšiná štôlňa Július	metaryolity, metaryol. tufy	1969	2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nižná Slaná okr. Rožňava – – 2 štôlne	fylity – gelnická skupina	1964	-	-	229,7	2,5	2,6	14,1	31,6	1,5	140,3	27,5
Nižná Slaná	fylity – gelnická skup.	16.7.1964	4,2	-	412,4	3,6	8,2	24,5	63,7	1,4	256,3	53,4
Smolník okr. Spiš. Nová Ves šachta Pech	horniny gelnickej skupiny	1962	-	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Smolník okr. Spiš. Nová Ves šachta Füchtenhübel	fylity a grafitické bridlice – gelnická skupina	1967	-	12,3	184,5	9,4	6,0	13,3	12,0	2,2	67,1	59,2
Medzev, okr. Košice štôlňa Michal II	flyšové súvrstvie – – gelnická skupina	1960	-	1,06	176,8	7,6	6,0	17,7	9,2	1,1	79,3	46,5
ŽB Rožňava Dedič. štôlňa Sadlovský	horniny gelnickej skupiny	1971	-	7,0	1351,9	13,3	8,2	175,6	73,9	9,9	632,7	415,6

Tab. 3 – pokračovanie

z metaryolitových tufov a tufitov z hĺbky 640,0 m. Pri znížení hladiny 70,0 m pod terén bolo z vrtu čerpané iba $0,36 \text{ l.s}^{-1}$ podzemných vôd /V.Hanzel in J.Ivanička a kol. 1978/.

Poslednú skupinu hornín, ktoré sú veľmi nízko priepustné až nepriepustné a z hľadiska zvodnenia bezvýznamné, tvoria pieskovce, metaryolitové tufy a tufity tvoriace v bridličnatých horninách vložky, ďalej rôzne typy paleozoických bridlíc a fyllitov atď.

Režim podzemných vôd v horninách paleozoika je silne ovplyvnený rozsiahloou banskou činnosťou, a preto môžeme okrem opisovaných podzemných vôd vyčleniť zvláštnu skupinu – banské vody. Viazané sú na početné banské diela. Opustené staré banské diela majú okrem funkcie akumulátora i významnú funkciu komunikačnú. Prehľad o veľkosti prítokov v jednotlivých banských dielach je uvedený v priloženej tabuľke 3.

Celkove v paleozoiku Volovských vrchov výrazne prevládajú nízko zvodnené horniny. Dokumentuje to nízky minimálny /tab. 1/ a nízky priemerný špecifický odtok podzemných vôd, ktorý je obvykle $3,2\text{--}2,6 \text{ l.s}^{-1}\text{.km}^2$. Priemerná mineralizácia podzemných vôd paleozoika sa pohybuje u jednotlivých litostratigrafických celkov od $330,5 \text{ mg.l}^{-1}$ /v horninách karbónu/ do $124,4 \text{ mg.l}^{-1}$ /v horninách gelnickej skupiny/. Prevažne patria ku kalciovo-magnéziovo-bikarbonátovému typu vôd, resp. k vodám predstavujúcim prechod ku kalciovo-magnéziovo-sulfátovému typu. Vody s hlbším obehom prechádzajú pozvoľna do nátriovo-bikarbonátového typu /S.Gazda in V.Hanzel 1975/.

Najvýznamnejší hydrogeologický celok v území predstavujú horniny mezozoika. Pre akumuláciu podzemných vôd sú najvýznamnejšie triasové vápence a dolomity s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou. Ostatné horniny mezozoika, ako bridlice, pieskovce, slienité vápence a fyllity, plnia funkciu usmerňovateľa obehu podzemných vôd.

V severovýchodnej časti územia medzi obcami Košov a Opátka vyskúva z triasových vápencov a dolomitov o ploche približne $12,0 \text{ km}^2$ niekoľko puklinových a eróznych prameňov. Najvýdatnejší z nich má výdatnosť okolo $2,0 \text{ l.s}^{-1}$. Podstatná časť vôd je asi drénovaná povrchovými tokmi, ktoré naprieč prelezajú karbonátový komplex.

V severogemeridnom mezozoiku v horskej skupine Galmusu je ako kolektor podzemných vôd významný vápencovo-dolomitický komplex triasu o rozlohe asi $46,6 \text{ km}^2$. Ich podložie tvoria relatívne nepriepustné súvrstvia paleozoika a spodného triasu. E.Kullman /in V.Hanzel 1975/ tu vymedzil tri čiastkové hydrogeologicke štruktúry. Najväčšiu štruktúru o ploche $32,7 \text{ km}^2$ tvoria karbonáty v severnej časti pohoria; predpokladáme tu prestup krasových vôd z juhu na sever. Oblast je chudobná na pramene. Významnejšie vývery sú na JJV od Spišských Vlachov na sty-

ku strednotriasových dolomitov so starším nepriepustným súvrstvím. Sú tu tri prameňe so sumárной výdatnosťou $52,3-5,7 \text{ l.s}^{-1}$. Časť podzemných vód zrejme prestopuje skryte do Hornádu, alebo prestopuje ďalej na sever pod paleogén Hornádskej kotliny. Ďalšia štruktúra má dve čiastkové oblasti, a to časť priľahlú k Poráčskemu potoku o rozlohe $5,6 \text{ km}^2$ a oblasť medzi Galuvkou a Slovinskou skalou o rozlohe $4,0 \text{ km}^2$. Celú štruktúru odvodňuje jednak Poráčsky potok hlboko zarezaný do karbonátov, jednak rad prameňov s výdatnosťou okolo $50,0 \text{ l.s}^{-1}$. Najvýznamnejšie sú prameňe z hornej časti Poráčskeho potoka o výdatnosti $20,0 \text{ l.s}^{-1}$ a Poráč-dolný s výdatnosťou $42,0-1,0 \text{ l.s}^{-1}$, ktoré sú využívané /tab. 2/.

Poslednú štruktúru tvorí karbonátový komplex medzi osadou Olšo a Rudňanmi o rozlohe $4,3 \text{ km}^2$. V dôsledku generálneho úklonu podložia karbonátov k severu koncentrujú sa krasové vody pri jeho severnom okraji na styku s nadložným súvrstvom paleogénu. Sústredené sú do prameňa Olšo, pri Rudňanoch s výdatnosťou $16,2-12,5 \text{ l.s}^{-1}$ a prameňa Pod Buče JV od Matejoviec s výdatnosťou $51,9-1,46 \text{ l.s}^{-1}$.

Významné zdroje puklinovo-krasových vód sa nachádzajú v stredno- a vrchnotriasových karbonátoch silického príkrovu, z ktorého sa v hodnotenom území nachádza západná časť Slovenského krasu.

Spodnotriasový komplex bridlíc, slienitých vápencov, pieskovcov a bridlíc je ako celok pre vodu mälo prieplustný, až nepriepustný. Tieto horniny tvoria nepriepustné podložie silne zvodneným vápencovo-dolomitickým komplexom triasu, ktoré sú silne popukané a skrasovatené. V závislosti od geologických pomerov vyčlenil v nich J. Šuba /in V. Hanzel 1975/ niekoľko čiastkových hydrogeologickej štruktúr s vlastným režimom a obehom podzemných vód. Karbonáty sú doplnované infiltráciou zrážkových vód a odvodňované vrstevnými, puklinovými a krasovými prameňmi a prestopmi do povrchových tokov. V štruktúre Slovenskej skaly a Veterníka vyviera zo strednotriasových karbonátov na styku so spodným triasom a neogénnymi sedimentmi prameň Hlavište s výdatnosťou $236,0-0,6 \text{ l.s}^{-1}$ a prameň Hlavište-bočný s výdatnosťou $29,4-1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Prameňe majú režim krasových vyvieračiek /tab. 2/.

Zo štruktúry Pipša, ktorá je obmedzená na severe horninami spodného triasu a na východe údolím potoka Rozložnica a Štítnika, vyviera prameň Kútik s výdatnosťou $6,0 \text{ l.s}^{-1}$; nad obcou Pašková prameň Buzgó, ktorého horné vývery vyschýňajú a v poriečnej nivе je plošný výver o výdatnosti $15,6 \text{ l.s}^{-1}$. Časť vód zo štruktúry skryte odteká do riečnych sedimentov.

Štruktúra Plešivskej planiny sa stotožňuje s krasovou planinou rovnakého mena. Tvorí ju súčasť tektonické kryhy, avšak z hydrogeologickej hľadiska ide o jednu štruktúru, pretože medzi severou časťou patriacou kryhe silicko-turnianskej a južnou patriacou plešivsko-brezovskej kryhe

sú zistené prestupy podzemných vód smerom na juh. V južnej časti pre-
stupujú podzemné vody do väčších hĺbok pod neogénnu výplň. Štruktúra
je odvodňovaná prameňmi, ktoré majú charakter krasových vyvieračiek
/v Kunovej Teplici, v Baškovej-pramene Zugó, Zugó-jaskyňa, Za továr-
ňou, Veľká studňa s výdatnosťou od $1.111,0$ do $0,01 \text{ l.s}^{-1}$ / . Výdatnosť
prameňov je uvedená v tabuľke 2.

Západne od údolia rieky Muráň vystupujú strednotriasové karbonáty
vo forme malých ostrovčekov a tvoria samostatné hydrogeologické štruktú-
ry. Pri odvodňovaní jednotlivých štruktúr má veľký vplyv nepriepustné
súvrstvie spodného triasu, ktoré tvorí karbonátom podložie. Odvodňova-
nie sa sústreduje v ose synklinál najmä tam, kde povrchové toky nareza-
li styk nepriepustného podložia s triasovými karbonátmi. Tieto štruktúry
sú východne od Jelšavy, v oblasti Ratkovská Lehota – Sása, severne od
Kamenice. Geologická pozícia zvodnených karbonátov podmienila
v tomto území plytký obeh podzemných vód. Vyvieraajú z nich puklinové,
erózne, vrstevné pramene a sčasti prestupujú podzemné vody skryte do
kvartérnych sedimentov, resp. sú drénované povrchovými tokmi. Pri Ratkov-
skej Lehote vyviera väčší prameň v Sáse s výdatnosťou $15,0 - 0,2 \text{ l.s}^{-1}$
a v Prihradznoch s výdatnosťou $10,0 - 0,4 \text{ l.s}^{-1}$. Ostatné pramene majú
iba malú výdatnosť. Všetky pramene majú veľký rozkyv podmienený zráž-
kami.

Z karbonátov mezozoika vyviera aj skupina prameňov na Z od Dob-
šinej – pramene Danková, Zimná voda, Nad Vyšným Hámorom – s výdat-
nosťou od $51,3$ do $0,3 \text{ l.s}^{-1}$ /tab. 2/. Vysoké zvodnenie triasových kar-
bonátov dokumentuje aj minimálny špecifický odtok podzemných vód
v povodí Dobinského potoka, ktorý bol v rokoch 1974–1977 $4,8 \text{ l.s}^{-1} \text{ km}^2$
/tab. 1/. Menšie ostrovy triasových karbonátov sa nachádzajú pri Vyšnej
Slanej a pri Kobeliarove /pramene Pri kameňolome, Pri mlyne/ s výdat-
nosťou $19,9 - 2,6 \text{ l.s}^{-1}$.

Veľkú výdatnosť dosahujú vrstevné pramene z kryštalických vápencov
triasu meliatskej skupiny južne od Medzeva /pramene Šugó/ – od $46,8$ do
 $0,0 \text{ l.s}^{-1}$ /tab. 2/.

Podzemné vody karbonátov mezozoika v Galmuse majú mineralizáciu
 $525,4 - 331,4 \text{ mg.l}^{-1}$ a v silickom príkrove $619,4 - 349,0 \text{ mg.l}^{-1}$. Sú kal-
ciovo-/magnéziovo/-bikarbonátového typu, pričom u niektorých prameňov
má v soľnom zložení dominujúce postavenie kalciovo-sulfátová zložka
ako následok rozpúšťania sadrovca zo súvrství spodného triasu /S. Gazda
in V.Hanzel 1975/.

Ďalší hydrogeologický celok tvorí centrálnokarpatský paleogén. Vy-
stupuje na území geologickej mapy iba okrajovo v oblasti Spišská Nová

Ves – Kluknava. Pre akumuláciu podzemných vód sú najvýznamnejšie zlepence, brekcie, piesčité vápence bazálnej litofácie paleogénu, ktoré spolu s karbonátmi severogemeridného mezozoika vytvárajú jeden zvodnený komplex. Vyznačuje sa puklinovou až puklinovo-krasovou priepustnosťou. Odvodňovaný je bariérovými prameňmi, ktoré sa nachádzajú na styku s nepriepustným šlovcovým, resp. ťlovcovovo-pieskovcovým súvrstvím a puklinovými prameňmi vo vnútri komplexu. Výdatnosť týchto prameňov sa pohybuje do $2,0 \text{ l.s}^{-1}$. Najvýznamnejšie sú pramene v Chrásti nad Hornádom, s výdatnosťou $2,0 \text{ l.s}^{-1}$, a pri Matejovciach, s výdatnosťou $0,5 \text{ l.s}^{-1}$. Predpokladáme, že časť podzemných vód v dôsledku úklohu vrstiev smerom do Hornádskej kotliny prestupuje pod nízko zvodnené až nepriepustné flyšové sedimenty kotliny, kde spolu s podzemnými vodami karbonátov mezozoika vystupuje na povrchových pásmach vo forme minerálnych prameňov. Ďalšia časť vód je zrejme drénovaná riekou Hornád, ktorá je zarezaná v horninách bazálnej litofácie. Toto súvrstvie z hydrogeologického hľadiska plní voči nadložným sedimentom paleogénu funkciu kolektora podzemných vód. Podľa výsledkov dosiaľ realizovaných hydrogeologických vrtov /v Olčave, Chrásti n.Hornádom, Matejovciach, Smižanoch, Čingove, Hrabišiciach, Spišských Tomašovciach/ sa výdatnosť jednotlivých vrtov pohybovala od $9,2$ do $0,13 \text{ l.s}^{-1}$ a špecifická výdatnosť vrtov od $0,8$ do $0,01 \text{ l.s}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Vo flyšovom súvrství sa obeh podzemných vód viaže na zónu zvetrávania. Masívne pieskovce s puklinovou a puklinovo-pórovou priepustnosťou a nepriepustné ťlovice sa striedajú, a preto je obeh podzemných vód obmedzený a súvrstvie nemá vhodné podmienky pre akumuláciu podzemných vód. Z pieskovcov vyviera niekoľko vrstevných prameňov s výdatnosťou do $0,2 \text{ l.s}^{-1}$.

Podzemné vody paleogénu vykazujú výrazný kalciový, ojedinele kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový typ chemického zloženia. Mineralizácia vód sa pohybuje od $1,19$ do $0,16 \text{ g.l}^{-1}$ /S.Gazda in V.Hanzel 1975/.

Neogén na mapovanom území vystupuje v oblasti Košíc /košická štrková formácia/, v Rožňavskej kotlinе a v oblasti Ratkovej vo forme reliktov vulkanoklastických hornín.

Košickú štrkovú formáciu tvoria sedimenty rozličných hydrofyzikálnych vlastností. Zatiaľ čo ťlovité sedimenty sú pre vodu prakticky nepriepustné, sypké sedimenty, štrky a piesky majú pórovú priepustnosť. V nich sa akumuluje malé množstvo podzemných vód. Kedže sa striedajú s nepriepustnými ťlmi, je možnosť doplnania podzemných vód obmedzená, a podmienky pre akumuláciu a cirkuláciu väčšieho množstva vód sú pomerne nepriaznivé.

Štrkovo-piesčité a ſlovité súvrstvie neogénu v Rožňavskej kotline, kedže je litologicky nerovnorodé, má hydrofyzikálne vlastnosti nerovné, abdabne ako v koſickej štrkovej formácií. Koeficient filtrácie je rádove 10^{-6} m.s^{-1} . Z piękov a štrkov vyviera jú miestami malé pramienky s výdatnosťou do $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Podzemné vody sa doplňajú infiltráciou zo zrážok, prípadne i zo starších horninových celkov na okraji Rožňavskej kotliny.

V oblasti Ratkovskej Zdychavy, Ratkovej a Ratkovskej Suchej vystupujú vo forme málo rozsiahlych reliktov na hrebeňoch pyroklastické prúdy a brekcie pyroxenických andezitov. Charakterizované sú puklinovou, resp. puklinovo-pórovou prieplustnosťou. Premalé plošné rozšírenie sú z hľadiska zvodnenia bezvýznamné. Vyviera jú z nich puklinové, resp. erózne prameňe veľmi malej výdatnosti – rádove iba desatiny l.s^{-1} .

Pre akumuláciu a obeh podzemných vód v záujmovom území vytvárajú veľmi priaznivé podmienky fluviálne sedimenty v poriečnych nivách tokov.

V poriečnej nive Hornádu tvoria zvodnenú vrstvu piesčité štrky, ktorých hrúbka značne kolíše. V úseku Maše pri Smižanoch až po Markušovce má Hornád široké kotlinové údolie s riečnymi sedimentmi o hrúbke $6,0-2,70 \text{ m}$. Sú to v podstate zahlinené štrky s výdatnosťou jednotlivých vrtov $7,0-0,07 \text{ l.s}^{-1}$, s koeficientmi filtrácie $2,4 \cdot 10^{-2}-3,43 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$.

V úseku Markušovce – Olcnava sú zvodnené piesčité štrky malej hrúbky $1,80-0,60 \text{ m}$. Jedným vrtom bola overená výdatnosť $5,0 \text{ l.s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $3,08 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

Od Olcnavy po ústie Olšavy tečie Hornád v širokom údolí. Zvodnenú vrstvu tvoria štrkopiesky o hrúbke $6,0-2,50 \text{ m}$. Hladina podzemnej vody je $4,0-1,0 \text{ m}$ pod terénom. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od $6,0$ do $1,3 \text{ l.s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $1,11 \cdot 10^{-3}-1,59 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. V úseku po Krompachy je údolná niva Hornádu užšia. Výdatnosť vrtov je $4,5-0,5 \text{ l.s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $7,31 \cdot 10^{-4}-1,45 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$.

Medzi Krompachami a Margecanmi je veľmi slabo vyvinutá poriečna niva s hrúbkou sedimentov $4,0-2,0 \text{ m}$. Odpadové vody zo Sloviniek a Krompách spôsobujú usadzovanie jemných častíc v koryte Hornádu, a tým kolmatáciu štrkov, ktoré majú zníženú prieplustnosť.

Pravostranný prítok Hornádu, rieka Hnilec, má riečne sedimenty malej hrúbky. Sú prevažne hlinité slabo prieplustné, a preto sú z hľadiska zvodnenia bezvýznamné /J.Frankovič 1964/.

Veľmi priaznivé podmienky pre akumuláciu podzemných vód majú riečne sedimenty poriečnej nivy Bodvy medzi Hatinami a Moldavou. Hrúbka náplavov je $16,2-8,1 \text{ m}$. Výdatnosť vrtov je väčšinou $25,0-11,0 \text{ l.s}^{-1}$. Na doplnenie podzemných vód riečnych náplavov sa tu podieľajú tiež

krasové vody z triasových karbonátov hačavsko-jasovskej štruktúry Slovenského krasu.

Riečne náplavy v údolí Slanej rozdelil J.Orvan /1969/ na základe hydrogeologických pomerov na úseky. Na geologickej mape východnej časti Slovenského rudohoria je iba horný úsek Slanej až po Brzotín. Hrúbka náplavov je 4,2–3,20 m, a preto je vcelku malá hrúbka zvodnených štrkov /2,0–1,0/. Štrky sú značne zahlinené, a tak hodnota koeficientu filtrácie v hornej časti v úseku V.Slaná–Gočovo je $3,2 \cdot 10^{-4}$ – $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ a výdatnosť vrtov $1,0$ – $0,4 \text{ l.s}^{-1}$, lokálne v Gočove až $2,4 \text{ l.s}^{-1}$. V druhej časti tohto úseku je koeficient filtrácie $1,7 \cdot 10^{-4}$ – $3,8 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ a výdatnosť vrtov je iba okolo $0,1 \text{ l.s}^{-1}$.

V riečnych náplavoch Murána v úseku Revúca – Licince pribúda vo zvodnených štrkoch ľlovitej frakcie, a preto sa koeficient filtrácie pohybuje od $4,5 \cdot 10^{-4}$ do $4,5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Hrúbka náplavov je 5,0–3,0 m a hrúbka štrkov 3,6–1,0 m. Vrty majú výdatnosť $1,8$ – $0,1 \text{ l.s}^{-1}$, lokálne pri Jelšave $3,9 \text{ l.s}^{-1}$.

V riečnych náplavoch Štítnika je výrazný prírastok ľlovitej frakcie. Celková hrúbka náplavov v hornej časti údolia je 4,2–3,7 m a medzi Štítnikom a ústím do Slanej 5,3–3,0 m. V úseku po Štítnik je koeficient filtrácie $5,5 \cdot 10^{-4}$ – $7,7 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, výdatnosť vrtov $3,2$ – $0,2 \text{ l.s}^{-1}$, a v úseku po ústie do Slanej je výdatnosť vrtov $2,3$ – $0,5 \text{ l.s}^{-1}$.

Do náplavov Štítnika pritekajú aj krasové vody z triasových karbonátov vo forme latentných prítokov. Hydrogeologické a hydrogeochemické parametre vrtov v riečnych sedimentoch /štátna pozorovacia sieť/ sú uvedené v tabuľke 4.

Z hydrochemického hľadiska podzemné vody riečnych sedimentov Hornádu patria kaľcovo-bikarbonátovému typu vôd s mineralizáciou $0,8$ – $0,4 \text{ g.l}^{-1}$. V náplavoch Hnilca majú podzemné vody zložité chemické zloženie. Ich mineralizácia sa pohybuje do $0,2 \text{ g.l}^{-1}$ v hornej časti toku, avšak v spodnej časti stúpa až na $0,9$ – $0,5 \text{ g.l}^{-1}$ v dôsledku infiltrácie sekundárne zniečistených vôd povrchového toku.

Podzemné vody riečnych sedimentov Štítnika majú mineralizáciu $0,9$ – $0,1 \text{ g.l}^{-1}$, sú kaľcovo-bikarbonátového typu. V poriečnej nivе Murána podzemné vody majú mineralizáciu prevažne $0,3$ – $0,6 \text{ g.l}^{-1}$.

V riečnych sedimentoch Slanej sú podzemné vody nízko mineralizované, kaľcovo-bikarbonátového, resp. kaľcovo-sulfátového typu /S.Gazda in V.Hanzel 1975/.

Okrem obyčajných vôd sa v hodnotenom území nachádzajú i minerálne vody. Minerálne pramene v Bradne a Rovnom majú veľmi nízku výdatnosť. Kyselky v Bradne vyvierač z bridlíc karbónu. Po chemickej stránke je

Tab. 4 Vrty štátnej pozorovacej siete

Pôvodné označ. vrtu	Lokalita	Geologický profil	Hladina pred čerp. m	Q 1.s ⁻¹	Zníženie S /m/	Koeficient fil-tracie m.s ⁻¹	Mine-ralizácia	mg.l ⁻¹						
								Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	
S-1101	Nálepkovo Spiš.N.Ves	0,0– 1,0 piesok – 2,2 štrk – 3,2 fyllity	Q Q Pz	-1,24 0,25 0,35	–	82,01	3,6	2,6	2,92	10,42	3,30	30,50	6,99	
RH-2 1132	Heľcman-novce	0,0– 2,8 hlina – štrky – 3,5 fyllity	Q Q Pz	-1,0 0,062 1,6	–				8,02	18,04	15,29	54,9	32,5	
930	Rochovce Rožňava	0,0– 0,5 hlina – 4,0 štrk – 10,0 štrk	Q Q N	-0,60 1,56 2,0	–	204,65	9,0	8,5	7,54	25,25	19,30	30,5	35,99	
901	Gemerská Poloma	0,0– 1,0 hlina – 3,5 štrky s lom – 5,0 bridlice	Q Q Pz	-0,55 0,033 3,45	–				29,8	35,6	51,3	237,9	6,5	
903	Betliar Rožňava	0,0– 3,0 fl – 5,0 štrky piesky – 6,0 bridlice	Q Q Pz	-1,05 0,05 1,45	–				11,7	22,4	38,9	128,1	20,5	
HV-401	Bukovec na Ide Košice	0,0– 0,2 hlina – 4,0 štrk	Q Q	-1,23 0,23	1,0	1,1 .10 ⁻⁴	101,63	6,2	3,1	8,76	18,44	7,30	61,0	18,51
938	Revúca Rožňava	0,0– 0,2 hlina – 6,5 štrky – 7,0 hlina	Q Q Q	-1,19 12,50 2,0	–	384,79	4,8	1,6	9,48	74,15	3,75	238,0	24,69	
937	Revúca Rožňava	0,0– 2,4 hlina – 7,5 štrky – 8,0 bridlice	Q Q Pz	-2,17 4,46 6,3 .10 ⁻⁴	2,0	352,25	5,6	2,6	8,76	65,73	2,25	207,5	29,31	

Tab. 4 – pokračovanie

Pôvodné označ. vrtu	Lokalita	Geologický profil	Hladi- na pred čerp.	Q l.s ⁻¹	Známe S /m/	Koeficient filtracie m.s ⁻¹	Mineralizácia	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	mg.l ⁻¹	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻
939	Lubeník Rožňava	0,0– 4,5 hlina štrky – 5,0 bridlice	Q Q Pz	-0,27 0,53	2,0	9,7 .10 ⁻⁵	250,23	12,2	2,3	4,62	38,08	9,0	128,1	7,81	
931	Roštár Rožňava	0,0– 4,2 štrk – 10,0 paleozoikum	Q	-0,98	0,22	2,0	–	109,19	4,4	3,6	3,40	10,42	2,75	42,7	4,93
932	Štítnik	0,0– 3,7 hlina piesok 3,7–10,0 piesky, štrky N	Q	-0,77	3,22	2,0	8,5 .10 ⁻⁴	475,76	3,3	3,6	23,83	76,56	9,00	280,7	40,32
1090	Nižný Medzev	0,0– 9,1 fl, štrk	Q	-1,22	1,4	3,68	–	–	18,0	–	24,9	24,3	21,2	91,5	75,3
1094	Rudník Košice	0,0– 4,1 fl 30,0 fl	Q Q	-8,40	1,3	7,05	1,46.10 ⁻⁵	–	22,0	–	3,4	8,6	10,6	42,7	–
1096	Hodkovce Košice	0,0– 1,4 hlina – 29,0 fl	N	-0,10	1,3	16,70	7,59.10 ⁻⁶	–	12,8	–	6,9	57,2	34,4	97,6	51,3
1097	Malá Ida	0,0– 0,4 hlina – 2,7 štrky	Q Q	-2,70	0,13	2,10	1,02.10 ⁻⁴	–	8,0	–	25,8	74,3	53,1	183,0	68,4
941	Jelšava Rožňava	0,0– hlina – 3,3 štrky – 10,0 štrky, piesky	Q Q N	0,66	0,97	1,0	9,34.10 ⁻⁴	457,74	5,4	2,0	12,65	88,18	5,50	280,7	43,61
940	Jelšava Rožňava	0,0– 4,1 hlina, štrky – 10,0 bridlice	Q N	-0,82	3,28	1,5	4,08.10 ⁻⁴	561,99	4,5	3,2	13,86	114,42	3,25	344,7	60,90
906	Brzotín	0,0– 2,7 štrkopiesky – 56,0 štrky	Q N	-0,4	6,2	27,6	–	–	–	–	8,7	30,8	15,4	48,8	43,8
904	Rožňava	0,0– 7,0 hlina štrkopiesky – 17,0 fly	Q N	-2,34	0,022	2,26	–	–	–	–	24,9	75,7	56,0	256,1	41,0

Tab. 4 - pokračovanie

935	Kunova Teplica	0,0- 3,8 hlina, fl štrk 2,8- 5,8 štrky, piesky N	Q	-0,42	0,07	1,5	$3,5 \cdot 10^{-5}$	678,90	15,60	3,1	13,38	138,68	30,25	384,4	71,19
934	Kunova Teplica	0,0- 3,3 hlina, fl štrk 3,3-12,0 štrky, piesky N	Q	-0,57	2,0	1,5	$8,4 \cdot 10^{-4}$	290,41	7,3	2,0	4,62	56,51	12,0	146,4	27,38
966	Ratková Rimavská Sabota	0,0- 9,3 štrky, fl -22,0 bridlice	Q T	-0,40	0,52	3,50	$5,48 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	12,65	53,31	6,90	189,1	43,19
942	Gemerská Milhost	0,0- 5,3 hlina, štrk 5,3-10,0 štrky piesky N	Q	-1,19		1,50	$2,6 \cdot 10^{-4}$	576,47	3,9	2,4	18,48	108,22	3,75	390,5	30,86
943	Šivetice okr.Rožňava	0,0-10,0 hlina, fl štrk	Q	-0,82	0,195	1,25	$5,3 \cdot 10^{-5}$	330,41	5,1	2,3	8,27	77,76	2,25	256,3	23,86
944	Šivetice okr.Rožňava	0,0- 5,0 hlina, štrk, piesok 5,0-10,0 štrky, piesky N	Q	-0,88	0,145	1,25	$8,1 \cdot 10^{-5}$	491,7	6,5	3,6	10,46	100,6	3,75	286,8	65,42
945	Hucín Rožňava	0,0- 3,0 hlina, fl štrk 3,0- 3,5 pieskovce, bridlice	Q T	-0,92	0,162	2,5	$9,2 \cdot 10^{-5}$	390,41	26,8	3,1	33,56	184,18	2,25	402,7	23,86
935	Pašková	0,0- 3,0 hlina, štrk 3,0- 5,0 štrky, piesky N	Q	-0,92	0,30	1,5	$1,3 \cdot 10^{-4}$	786,84	23,2	34,4	23,83	126,65	53,0	433,2	74,48
936	Pašková	0,0- 5,0 hlina, fl štrky	Q	-1,07	0,75	1,5	$2,9 \cdot 10^{-4}$	533,92	15,8	12,06	19,46	95,40	3,0	280,7	91,35

voda typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Fe}$, s celkovou mineralizáciou $0,94 \text{ g.l}^{-1}$ a s obsahom voľného CO_2 $217,8 \text{ mg.l}^{-1}$.

Kyselka v Rovnom vyviera z permých arkóz, resp. spodnotriásových bridičí s vložkami vápencov. Chemický typ vody je $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, s celkovou mineralizáciou $0,18 \text{ g.l}^{-1}$.

Na hornádske poruchové pásmo sú viazané sírovodíkové minerálne vody v Košiciach-Tahanovciach, známe pod menom Gajdové kúpele. Chemický typ vody je $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca-Mg}$, s celkovou mineralizáciou $370,0 \text{ mg.l}^{-1}$. Voda patrí chemickému typu $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$.

K minerálnym vodám treba zaradiť i podzemné vody navŕtané vrtom KV-3 v Rochovciach s teplotou vody $22,1^\circ\text{C}$ a s mineralizáciou nad $4000,0 \text{ mg.l}^{-1}$. Nízkotermálne vody zistené vrtom RS-1 v Čučme s teplotou $24,7^\circ\text{C}$, s mineralizáciou $310,2 \text{ mg.l}^{-1}$, navŕtané v granitech a podzemné vody z vrtu GVL-1 vo Vlachove o teplote $21,6^\circ\text{C}$, navŕtané v šošovke kryštaličkých vápencov, s mineralizáciou $608,5 \text{ mg.l}^{-1}$, pre zvýšený obsah $\text{F} = 8,30$ a $8,02 \text{ mg.l}^{-1}$, možno zaradiť k fluorovým akvatoterám /V.Hanzel in A.Klinec a kol. 1979, in L.Snopko a kol. 1977, 1975/.

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Rozvoj baníctva, hutníctva i priemyselnej výroby s ohľadom na prírodné podmienky a na rozdielnú intenzitu a druh premien, podmieňuje aj odlišný prístup k riešeniu otázok životného prostredia v tej-ktorej oblasti Slovenského rudohoria. Na základe doterajších poznatkov môžeme zhromaždiť skúmaného územia rozdeliť na:

1. Územia s hustou aglomeráciou sídlisk a s veľkou koncentráciou priemyselnej a ťažobnej činnosti. Sem patrí mesto Košice s blízkym okolím, kde je silne narušená a devastovaná krajina /priemyselná oblasť s devastačiou krajinou/.

2. Územia pomerne riedko osídlené prevažne s malými obcami, lesnaté s členitým reliéfom, s dobrými rekreačnými podmienkami /oblasti rekreačné/. Sem patrí oblasť Slovenského raja, Slovenského krasu a Galamusu, s rekreačnými oblastami Kysel', Kláštorisko, Čingov, Zádielská dolina atď. K rekreačným oblastiam patria i lesnaté plochy v okolí Zlatej Idky, Bukovca, Jahodnej, Opátky i v okolí volovského masívu /pionierský tábor pod Baračkou, Uhorná, Bystrý potok, Štós-kúpele a podobne/.

3. Územia osídlené menšími poľnohospodárskymi obcami, prevažne rovinaté a pomerne málo zalesnené. Sú to najmä oblasti na juhu Slovenského rudohoria, a to v okolí Turne n. Bodvou, Jasova, Rožňavy, severne od Štítnika. Charakterizuje ich intenzívne poľnohospodárstvo.

4. Územia vhodné pre poľnohospodársku výrobu, s dobrou dopravou, s obytnými štvrtami a priemyselnými závodmi. Taká je oblasť Dobšinej, N. Slanej, Rudnian, Jelšavy. Stručne ich môžeme charakterizovať ako oblasti konfliktu medzi poľnohospodárstvom a priemyslom. Do tejto skupiny môžeme zaradiť i všetky známe rudné rajóny. Často sú to však územia konfliktu medzi lesným hospodárstvom a banským podnikaním, ako oblasti Drnava, Čučma, Železník, Rožňava, Mlynky, Lucia-baňa, Smolinsk, Stará Voda, Nálepkovo, Gelnica, Jelšava, Košice, Ochtiná a rad ďalších oblastí.

5. Územia s rekreačnými možnosťami, ovplyvnené priemyselnou činnosťou. Je to oblasť Črmel'ského potoka pri Košiciach, oblasť Margecianskej a Ružínskej priehrady, s vodami vhodnými len pre priemyselné účely, oblasť Mlynkov, priehrada pri Lubeníku a podobne. Sem zaradujeme i kúpele Rožňava, Čiernochorské kúpele, Turzove kúpele.

6. Územia s rekreačnými možnosťami, ovplyvnené len poľnohospodárskou činnosťou, s malými obcami, riedko obývané. Sú to povodie rieky Hnilec v úseku Stratená – Mníšek, Úhorná, Stará Voda, Bystrý potok, Henclová, Drnava, Hačava. Do tejto skupiny môžeme začleniť Drienovské kúpele, okolie rybníkov pri Turni n. Bodvou, pri Hrhove i pri Rožňave.

Pri úvahách o funkčnom zameraní širších územných celkov by sa malo z hľadiska ochrany životného prostredia predovšetkým zamerať: u prvého typu na rekultivačný proces devastáciou poškodených oblastí a na zamedzenie ďalšieho znečisťovania; u druhého typu na vytvorenie rekreačných, turistických, liečebných centier, prípadne na rozvinutie podmienok pre rodinné rekreácie vo vyhradených miestach alebo obciach; u tretieho typu na ochranu krajiny a najmä na veľmi racionálne uplatňovanie zásad a zveľaďovania i využívania poľnohospodárskej pôdy vo vzťahu ku chráneným bohatým vodným zdrojom, najmä v južnej oblasti Slovenského rudohoria. U štvrtého typu, kde sa rozrastá priemysel na úkor poľnohospodárskej pôdy, pôjde predovšetkým o jej ochranu a o čo najväčšie obmedzenie plošného rozšírenia škodlivých látok, hál, odpadov, exhalátov a pod. Piaty typ zahrnuje okolie priehrad, kde je potrebné v prvom rade zastaviť proces znečisťovania a pristúpiť k dlhodobému očisťovaniu životného prostredia a uviesť ho do pôvodného stavu. Zariadenia treba využívať pre také účely, na aké pôvodne boli určené. Šiesty typ územných celkov treba riešiť tak, aby sa zvýšila úroveň urbanizácie; výstavbu malých centier rozširovať len na pôdach z poľnohospodárskeho hľadiska nehodnotných, staré sídla strácajúce svoj pôvodný poľnohospodársky význam premieňať na rekreačné strediská, aby sa zachovala pôda pre poľnohospodársku veľkovýrobu a využívanie väčších rybníkov, usmerňovať tak, aby neznečisťovali a nezamorovali okolie výtokmi po chove vodnej hydiny. Uvedené veľkochovateľské farmy sú situované v blízkosti planín, t.j. veľkých zásobární podzemných vôd, a môžu veľmi nepriaznivo pôsobiť na vodné zdroje dobrých pitných vôd u nás i v Maďarsku.

Základným predpokladom využitia územia Slovenského rudohoria je zo-súladenie životného prostredia s potrebou využívať nerastné zdroje danej oblasti. Ide o rozvoj baníctva a nadvážujúceho priemyslu a o nutnosť zachovať zároveň zdravé životné prostredie. Zamedziť devastáciu prírody a súčasne nadálej rozvíjať baníctvo a priemysel v tejto oblasti je úloha ťažká a zdľhavá. Pri súčasnom stave je najnaliehavšou úlohou rekultivovať devastovanú poľnohospodársku pôdu a postihnuté lesné porasty a rekultivovať oblasti s haldovým materiálom. Najmä treba prijať a dodržiavať všetky opatrenia na zachovanie čistoty povrchových a podzemných vôd, prípadne okamžite za-bezpečiť nápravu v tých oblastiach, kde k takému znečisteniu došlo.

LITERATÚRA

- ABONYI,A. 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy. Mineralia slov., 2, 7, Bratislava – Spišská Nová Ves, 217–231.
- ABONYI,A. 1971a: Magnezitové ložiská Slovenska. Mineralia slov. 3, 12–13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska, Bratislava – Spišská Nová Ves, 319–343.
- ABONYI,A. 1971b: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 339–348.
- ABONYI,A. a kol. 1972: Slovenské magnezitové ložiská. Geofond, Bratislava.
- ADÁMEK,P.–ROJKOVIC,I.–STEJSKAL,J. 1965: Výskum efuzívne-sedimentárneho sôuvrství permých sedimentov severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenenie a mineralogicko-geochemická charakteristika rудonošných horizontov. Archiv Geol. Průzk. – Jáchym. Doly, Příbram.
- ANDRUSOV,D. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou /Spišsko-gemerské rudoohorie/ a jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, 1–2, Bratislava, 111–136.
- ANDRUSOV,D. 1958: Geológia československých Karpát. I. diel, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–304.
- ANDRUSOV,D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–376.
- ANDRUSOV,D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. Report 10th Congr. Carp. Balt. Geol. Ass. Gen. Proc., 95–108, Bratislava.
- ANDRUSOV,D.–MATĚJKA,A. 1931: Guide des excursion dans les Karpathes occidentales etc. Knih. St. geol. Úst., 13A, Praha, 1–397.
- ANDRUSOV,D.–BYSTRICKÝ,J.–FUSÁN,O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. X. Congr. CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, 5–44.
- ANTAS,J.–HUDÁČEK,J. 1964: Záverečná správa a výpočet zásob Mlynky-Fe. Geofond, Bratislava, 87–92.
- BADÁR,J. a kol. 1979: Záverečná správa za oblasť Novoveská Huta, Rukopis-archív Geol. priesk. – Uránový Priemysel, Spišská Nová Ves.
- BAGDASARJAN,G.P. a kol. 1977: Kalij-argonovye opredelenija vozrasta parod kris-taličeskikh kompleksov Zapadnih Karpat i predvaritel'naja interpretacija rezul'tatov. Geol. Zbor. Geologica carpath., 28, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 219–242.
- BAJANÍK,Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permých psefitov západne od V.Knoly. Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55–66.
- BAJANÍK,Š. 1969: Kyslé diferenciáty bázického vulkanizmu v rakoveckej sérii. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71–80.

- BAJANÍK, Š. 1975: Pillow-lavas of the Rakovec Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Geol. Zbor., Geologica carpath. 26, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–341.
- BAJANÍK, Š. a kol. 1967: Vysvetlivky k listu Spišská Nová Ves /1:50 000/. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. a kol. 1975: Vysvetlivky k listu Slovinky /1:25 000/. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. a kol. 1977: Vysvetlivky ku geologickej mape list Gelnica /1:25 000/. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š.–HOVORKA, D. 1981: The amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group of gemiculum /The Western Carpathians/. Geol. Zbor. Geologica carpath. 32, 6, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 679–705.
- BAJANÍK, Š.–VOZÁROVÁ, A. 1979: Litofaciálna späťosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39–49.
- BAJANÍK, Š.–VOZÁROVÁ, A.–REICHWALDER, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27–57.
- BAGDASARJAN, G.P. a kol. 1977: Kalij-argonovye opredelenija vozrasta porod kristaličeskikh kompleksov Zapadnich Karpat i predvaritel'naja interpretacija rezul'tov. Geol. Zbor. Geologica carpath., 28, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 219–242.
- BARAN, J. a kol. 1970: Sn-W-zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov. 2, 6, Bratislava – Spišská Nová Ves, 159–165.
- BARTELS, W. 1910: Die Späteisenstein-Lagerstätten des Zipser Gebirges in Oberungarn. Arch. Lagerst., Forsch., 5, Berlin.
- BEGAN, A. a kol. 1962: Ročná správa o geologickej výskume na liste Spišská Nová Ves /M-34-114-A/. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra.
- BEGAN, A.–SNOPKO, L. 1963: Geologický výskum paleozoika a mezozoika v okolí Lúčka-Bôrka. Správy o geologickej výskumoch v roku 1963, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 50–51.
- BEZÁK, V.–PLANDEROVÁ, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme vepríď. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183–185.
- BIELY, A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33–37.
- BIELY, A. 1967: Výskum mezozoika Galimusa. Čiastková záverečná správa za r. 1961–1966. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOJKO, A. a kol. 1974: Časť rezul'tatov opredelenija absolútного vozrasta horných porod krystaličeskogo massíva Zapadných Karpat i sovremennoje sôstojanie znanij. Geol. Zbor. Geologica carpath., 25, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 25–38.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. Geol. Práce, Správy 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–99.
- BORZA, K. 1976: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov /in Bystrický a kol. 1976/. Záverečná správa za úlohu II-8-1/1: Litostratigrafický a biostratigrafický výskum Západných Karpát. Manuscript-archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- BOUČEK, B.–PRÍBYL, A. 1958: Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořské-

- ho karbonu ve Spišsko-gemerském rudohorí. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 118–123.
- BOUČEK,B.–PŘIBYL,A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–51.
- BOUČEK,B.–ULRICH,F. 1931: Výskyty zkamenělin v magnezitové zóně Slovenského rudohorí. Věst. Stát. Úst., 7, Praha, 203–221.
- BOUMA,A.M. 1962: Sedimentology of some Flysch Deposits. Elsevier, Amsterdam, 1–168.
- BÖCKH,H. 1906: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jber. Körn.-ung. geol. Reichsanst. 1905, Budapest, 46–53.
- BRANDNER,R. 1978: Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Geol. Paläont. Mitt. 8, Innsbruck, 317–354.
- BYSTRICKÝ,J. 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, Bratislava, 122–140.
- BYSTRICKÝ,J. 1957: Príspevok k poznaniu diplopór triasu gemerí. Geol. Zbor. Geologica carpath., 8, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 226–241.
- BYSTRICKÝ,J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Slovenského krasu. Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19–27.
- BYSTRICKÝ,J. 1960: Príspevok ku geológii Slovenského krasu /územie medzi Silicou a Domicou/. Geol. Práce, Správy 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–29.
- BYSTRICKÝ,J. 1962: Niektoré typy zrudnenia v mezozoiku Slovenského krasu a ich vzťah ku geológii a tektonike. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301–305.
- BYSTRICKÝ,J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Bratislava, 1–204.
- BYSTRICKÝ,J. 1969: Stratigrafia a Dasycladaceae základných lithostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ,J. 1978: First finding of lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. /Central West Carpathians/. Mineralia slov., 10, 1, Bratislava, 17–72.
- BYSTRICKÝ,J. 1979: Dasycladaceae of the Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. Geol. Zbor. Geologica carpath., 30, 3, Bratislava, 321–340.
- BYSTRICKÝ,J.–FUSÁN,O.–KANTOR,J. 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych rúd vo verfíne Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. 1, 2, 3, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 135–153.
- BYSTRICKÝ,J.–FUSÁN,O. 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věst. ÚUG, 30, Praha, 28–29.
- BYSTRICKÝ,J. a kol. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion D. X.Congr. of KBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–37.
- CAMBEL,B. 1976: Nové údaje o rádiometrickom datovaní hornín v Západných Karpatoch /výňah z prednášky 20.2.1976/. Mineralia slov., 8, 6, Bratislava, 557–558.
- CAMBEL,B.–KAMENICKÝ,J.–KRIST,E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalínika Malých Karpát, Považského Inovca, Tríbeča a západnej časti Vepora. Zjazdový sprievodca, sekcia A – kryštalínikum. XII. zj. ČsMG, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 6–42.
- CAMBEL,B. a kol. 1980: To problems of interpretation of nucleargeochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Geologica carpath., 31, 1–2, Bratislava, 27–48.

- CSÍSKO, A. 1943: Der geologische Bau des Slovákiens Paradieses. Lotos 88, Prag, 262–289.
- ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geologické Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48–160.
- ČORNA, O. 1972: O nájode organických ostatkov v betliarskych slojach /Spišsko-gemerské Rudnyje Gory/, Slovákijs, nižný paleozoij. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Geologica carpath., 23, 2, Bratislava, 379–382.
- ČORNA, O.–KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristalinikums der West Karpaten auf Grund der Palinologie. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Geologica carpath., 27, 1, Bratislava, 117–132.
- DIANIŠKA, I.–HURNÝ, J. 1977: Serpentinity pri Vyšnom Klatove a Bukovci /in Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR/. Manuskript-archív Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.
- DRNZÍK, E.–HUDÁČEK, J. 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfenu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47–55.
- DROPPA, A. 1965: Geomorfologický a hydrologický výskum Jasovskej jaskyne. Slov. Kras, 3, 5–9, Bratislava, 3–9.
- DUMITRICA, P.–MELLO, J. 1982: On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites /lokalities Držkovce and Bohúňovo/. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17–28.
- FISHER, R.V. 1960: Clasification of volcanic breccias. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, Colorado, 973–982.
- FRANKOVIČ, J. 1964: Hydrogeologický prieskum aluviálnych náplavov Hornádu. Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O. 1954: Správa o prehľadnom geologicom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudoohoria. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38–40.
- FUSÁN, O. 1957: Paleozoikum gemerfd. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17–36.
- FUSÁN, O. 1958: Náčrt geologickej pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 34–43.
- FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerfd. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171–181.
- FUSÁN, O. a kol. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Rimavská Sobota, Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry, Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O.–SNOPKO, L. 1963: Stavebné elementy gemerfd. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89–103.
- FUSÁN, O. a kol. 1967: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 – list Spišská Nová Ves. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O.–BENKA, J. 1968: Vysvetlivky k listu Plešivec 1:50 000 /geol. a lož. časf/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAÁL, L. a kol. 1980: Vysvetlivky k listu Ratkovská Suchá 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GRECULA, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemerfd a jej vzťah ku zrudneniu. Kandid. dizert. práca - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- GRECULA, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kyzovej formácie v staršom paleo-
 zoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, 15, Bratislava, 117–133.
 GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov.,
 5, 3, Bratislava – Spiš. N. Ves, 221 – 316.
 GRECULA, P. – DIANIŠKA, I. 1977: Amfibolity v oblasti Košická Belá – Klatov /in
 Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR/. Manuscript-archív
 Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.
 GRECULA, P. a kol. 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR
 /Záverečná správa z úlohy SGR-východ/. Manuscript-archív Geol. Priesk., Spišská
 Nová Ves.
 GRECULA, P. – VARGA, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Car-
 pathians represented along geotraverse C. Mineralia slov., 11, 4, Bratislava – Spiš-
 ská Nová Ves, 289–297.
 GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list Jelšava. Ma-
 nuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 GREGOR, T. – REICHWALDER, P. – VOZÁROVÁ, A. 1981: Kyslý vulkanizmus v perme-
 rožňavsko-železníckej sérii. In Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. Úst. D.
 Štúra, Bratislava, 115–125.
 GUBAČ, J. a kol. 1971: Správa o štruktúrnom vrte HG-1. Manuscript-archív Geol. Úst.
 D. Štúra, Bratislava.
 HANZEL, V. a kol. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Košice. Geofond, Bra-
 tislava.
 HERITSCH, F. 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpa-
 then. Věst. Stát. geol. Úst., 10, Praha, 138–154.
 HOMOLA, V. – NEMČÍK, E. 1950: Geologický posudek o lož. sadrovca a anhydritu na
 Tolštejnu a Gretli južne od Spišskej Novej Vsi. Geofond, Bratislava.
 HOVORKA, D. 1975: Litology and chem. composition of the metasediments of the Ja-
 raba group /West Carpathians/. Krystalinikum, 11, Úst. geol., Praha, 87–99.
 HOVORKA, D. – ZLOCHA, J. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. Mineralia
 slov., 3, 12–13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava – Spišská
 Nová Ves, 295–319.
 CHMELÍK, J. – SNOPKO, L. 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogénnych a sedimen-
 tárnych hornín gelnickej série. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 CHMELÍK, J. a kol. 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná Hámor. Ma-
 nuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 CHOVAR, M. – PETRO, M. 1972: Vysvetlivky k časťam listov Jelšava, Ratkovská Suchá,
 Ratkovské Bystré. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 ILAVSKÁ, Ž. 1964: K otázke veku meliatskej série. Správy o geologickej výskumoch
 v r. 1964, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–31.
 ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom ru-
 dohorí. Manuscript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 IVANIČKA, J. 1974: Vysvetlivky k listu Mníšek 1:25 000. Manuscript-archív Geol. Úst.
 D. Štúra, Bratislava.
 IVANIČKA, J. 1974: Vysvetlivky k listu Švedlár 1:25 000. Manuscript-archív Geol. Úst.
 D. Štúra, Bratislava.
 IVANIČKA, J. 1976: Litofaciálne pomery a vnútorná stavba gelnickej série v strednej
 časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kandid. dizert. práca. Geofond, Bratislava.

- IVANIČKA, J. a kol. 1973: Vysvetlivky k listu Štós 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANIČKA, J. a kol. 1975: Vysvetlivky k listu Hnilec 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANIČKA, J. a kol. 1978: Záverečná správa, komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu SV-1 /Stará Voda/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANOV, M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudoohoria. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, Bratislava, 705–751.
- IVANOV, M. 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudoohorí. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215–240.
- IVANOV, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudoohoria. Západné Karpaty 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43–93.
- JABLONSKÝ, J. 1968: Geologické a štruktúrne pomery územia medzi Starou Vodou a Mníškom n/Hnilcom, južne od Hnilca. Rigorózna práca, archív Katedry geológie PFUK, Bratislava.
- JACKO, S. 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalínika Bujanovského masívu. Kandid. dizert. práca, archív Baníckej fakulty VŠT, Košice.
- JACKO, S. 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západné Karpaty, sér. geológia 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59–80.
- JACKO, S.–ROZLOŽNÍK, L.–SLAVKOVSKÝ, J. 1975: Výskum metalogenézy Západných Karpát na styku gemeríd s pásmom Čiernej hory. Archív Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Košice.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1970: Foraminiferen der oberen Trias des Slowakischen Karsten und des Muráň-plateaus. Geol. Zbor. Geologica carpath., 21, 2, Veda, Bratislava, 343–350.
- KADLEC, E. 1968: Geologická stavba v oblasti Margecany–Košov–Košické Hámre, petrografická a hustotná charakteristika základných typu hornín. Archiv Katedry geol. a paleont. PFUJEP, Brno.
- KAMENICKÝ, J. 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch územia medzi Dobšinou a Mlynkami. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1952: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch okolia Veľkého Folkmára. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukonické horniny triasu Spišsko-gemerského rudoohoria. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–111.
- KAMENICKÝ, J.–KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudoohoria. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–73.
- KAMENICKÝ, L.–MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylito-diabázovej série gemeríd. Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–189.
- KANTOR, J. 1950: Geologicko-montanistické pomery oblasti Štós–Hačava–Nižný Medzev. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1955: Hematity v triase Spišsko-gemerského rudoohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1957: Metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácie na betliarský gemeridný granit. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–188.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu vepridných granitov podľa A/K⁴⁰ metódy. Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–11.

- KANTOR, J. 1960: Kriedové a orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu vaporidného kryštalínika. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–27.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy obyčajného olova na niektorých ložiskách Západných Karpat. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175–201.
- KANTOR, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rákovec Group of the Gemicic, from Klatov-Košická Belá. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Veda, Bratislava, 451–456.
- KANTOR, J.–RYBÁR, M. 1979: Rádiometrické veky granitov zo Spišsko-gemerského ru-dohoria a príslahnej časti vaporíd. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213–235.
- KANTOR, J.–RYBÁR, J. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of gemicide granites. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Geologica carpath., 30, 4, Bratislava, 433–447.
- KETTNER, R. 1951: Zpráva o speleologických výzkumech v jeskyni Domica v letech 1948–1950 /List spec. mapy Bretka/. Věst. Ústř. Úst. geol. 26, Praha, 39–41.
- KLINÉC, A. 1958: Zostavenie podrobnej odkrytej geologickej mapy so zameraním na rudné ložiská Smolník–Drnava. Geofond, Bratislava.
- KLINÉC, A. 1959: Stavba centrálnej časti gemicíd. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75–127.
- KLINÉC, A. a kol. 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape listu Revúca 1:50 000. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINÉC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku vaporského kryštalínika. Zbor. geol. Vied, řad Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–28.
- KLINÉC, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východnej vaporíd. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105–109.
- KLINÉC, A. 1976: Geologická mapa východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského ru-dohoria 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINÉC, A. a kol. 1979: Čiastková záverečná správa za rok 1979. Komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KV-3, Rochovce. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINÉC, A.–PLANDEROVÁ, E. 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte/Kohút-ska subzóna vaporíd/. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 193–195.
- KLINÉC, A.–PLANDEROVÁ, E. 1981: Otázka stratigrafickej jednotky série Hladomornej doliny. Geol. Práce, Správy 75, Bratislava, 7–13.
- KOCHANOVÁ, M. 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalví a gastropódov v Slovenskom kraze a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M.–MELLO, J.–SIBLÍK, M. 1975: Fosílie wettersteinských vápencov Slovenského krasu /lokalita Silička/. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55–66.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1962: Nové nálezy hlavonožcov v liase južnejších pásiem Slovenska. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 12, 1, Bratislava, 29–40.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1966: Les Céphalopodes du Lias du Slovenský kras /Karst slovaque/. Náuka o zemi, 2, sér. Geol. 3, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–77.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V.–KOCHANOVÁ, M. 1975: Bemerkungen zur Lokali-

- ~ fät „Bleskový prameň“ bei Drnava in slovakischen Karst. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 237–238.
- KOVÁCH, A.–SVINGOROVÁ, E.–GRECULA, P. 1979: Nové údaje o gemenidných granitech. Mineralia slov., 11, 2, Bratislava – Spišská Nová Ves, 71–77.
- KOVÁCH, A.–SVINGOROVÁ, E.–GRECULA, P. 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-gemer metaliferous Mont., Eastern Slovakia. Materiály KBGA, abstrakty 12 kongresu, Bukurešť, 8–13.
- KOZUR, H.–MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den West Karpaten. Geol. Pal. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1–14.
- KOZUR, H.–MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slovenskischen Karstes. Geol. Zbor. Geologica carpath., 25, 1, Veda, Bratislava, 113–143.
- KOZUR, H.–MOCK, R. 1977: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains /North Hungary/. Acta mineral.-petrogr., 23, 1, Szeged, 109–126.
- KOZUR, H.–MOCK, R.–MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná /Slovakei/ in das oberste Visé und Serpukhovian /Namur A/. Geol. Paläont. Mitt., 6, 1, Innsbruck, 1–29.
- KRIST, E. 1954: Karbónske zlepence bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zášit 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77–107.
- KRUMBEIN, W.C. 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. J. of Sed. Petrol., 11, 2, Tulsa, 64–72.
- KULICH, P. 1972: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list Betliar. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LAMOS, A. 1969: Štruktúrno-geologické a litologické pomery v oblasti Prakoviec; Kojšova a Zlatej Idky. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LAMOS, A. 1972: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list Prakovce. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1950: Príspevok ku stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1, Bratislava, 10–12.
- MAHEL, M. 1952: Zpráva o geologickej stavbe a o rudných pomeroch územia západne od Košíc. Posudok-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1953a: Niekoľko stratigrafických a tektonických úvah o gemenidách. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1–2, Bratislava, 255–268.
- MAHEL, M. 1953b: Niektoré problémy severogemericnej synklinály. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1–2, Bratislava, 221–254.
- MAHEL, M. 1954: Stratigraficko-tektonické pomery paleozoika západných gemeníd. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, Bratislava, 146–183.
- MAHEL, M. 1957a: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemericnej synklinále. Geol. Práce, Zášit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 155–188.
- MAHEL, M. 1957b: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zášit 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–176.
- MAHEL, M. 1975: Postavenie gemenika. Mineralia slov., 7, 3, Bratislava – Spišská Nová Ves, 33–52.
- MAHEL, M. 1978: Model vývoja Západných Karpát. Mineralia slov., 10, 1, Bratislava – Spišská Nová Ves, 1–16.

- MAHEL, M.-BIELY, A. 1956: Genetická späťa rauwackova sadrovca v severogemeridnom werfene. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53-56.
- MAHEL, M. a kol. 1963: Vysvetlivky k listu Hranovnica 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, ČSAV, Praha, 1, 1-496.
- MAHEL, M.-VOZÁR, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47-66.
- MARSCHALKO, R. 1959: Príspevok k poznaniu genézy Mn-oxidkarbonátového ložiska Švábovce v južnej časti Levočského pohoria. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica, 2, Bratislava, 221-230.
- MÁŠKA, M. 1956: O gelnické, fyllit-diabázové a pipitské sérii v rámci stavby SGR. Výročná správa ÚÚG. Manuskript-archív Ústř. Úst. geol., Praha.
- MÁŠKA, M. 1957: Správa o výzkume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria /I.perm/. Zpr. geol. Výzk. /Ústř. Úst. geol./ v r. 1956, Praha, 113-120.
- MÁŠKA, M. 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria /III.karbon-celkove/. Zpr. geol. výzk. /Ústř. Úst. geol./ v r. 1957, ČSAV, Praha, 136-146.
- MÁŠKA, M.-ZOUBEK, V. 1961: /1960/ Tektonický vývoj západokarpatské soustavy/in: Tektonický vývoj Československa/, Praha, 157-249.
- MATĚJKO, A. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Košice-Zborov. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-254.
- MAZÚR, E.-LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slov. soc. rep. /mapa/, Veda, Bratislava.
- MELLO, J. 1971: K tektonickému štýlu mezozoika Slovenského krasu. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129-136.
- MELLO, J. 1974: Facial Development and Facial Relations of Slovak Karst Middle and Upper Triassic /West Carpathians, Southern Part of Gemeride/. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, Wien, 147-155.
- MELLO, J. 1975a: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slovakischen Karstes. Geol. Zbor. Geologica carpath., 26, 1, Veda, Bratislava, 21-46.
- MELLO, J. 1975b: Pelagic and Reef Sediments Relations in the Silica nappe Middle Triassic and Transitional Strata Nature /the Slovak Karst, West Carpathians/. Geol. Zbor. Geologica carpath. 26, 2, Veda, Bratislava, 237-252.
- MELLO, J.-FUSAN, O.-HANÁČEK, J. a kol. 1969: Vysvetlivky k listu Plešivec 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. a kol. 1970: Vysvetlivky k listu Rožňava a Silica 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J.-KULICH, P.-PRISTAŠ, J. a kol. 1972: Vysvetlivky k listu Jablonov a Pavlovsý vrch. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J.-SNOPKOVÁ, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách vápencov Gombaseckého lomu. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 239-253.
- MELLO, J. a kol. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a príľahlej časti Čiernej hory. Sprievodca zjazdu SGS, Košice, exkurzia B. Mineralia slov., 7, Bratislava - Spišská Nová Ves, 29-63.
- MELLO, J. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000 list Kameňany. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- MELLO, J.-REICHWALDER, P. a kol. 1977: Vysvetlivky k listom Hrhov a Hosťovce 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. a kol. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, Turňa n/Bodvou. Geofond, Bratislava.
- MELLO, J.-SALAJ, J. 1982: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglinc /Slovenský kras/. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J.-REICHWALDER, P. /v tlači/: O vzťahu meliatskej skupiny gemeridného paleozoika a silického príkrovu. Mineralia slov., Bratislava – Spišská Nová Ves.
- MIKO, O.-HOVORKA, D. 1978: Kremito-turmalinické horniny vepridného kryštalíka Nízkych Tatier. Západné Karpaty, sér. Min., petr., geoch., metalog. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–29.
- MIŠÍK, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geologický Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, 3–4, Bratislava, 557–585.
- MIŠÍK, M. 1956: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek a vrtov na sadrovce I. SB-12, Biela Voda. Geofond, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–269.
- MIŠÍK, M.-JABLONSKÝ, J. 1978: Spodnotriasové kremence Malých Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 33, Bratislava, 5–36.
- MIŠÍK, M.-SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit rekonstruiert aus Gerölle und oberkretazišche Süßwasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 3, Veda, Bratislava, 239–261.
- NĚMEJC, Fr. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permakarbonu na Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd. R. mat. přír. věd, 56, Praha, 1–37.
- NOSZKY, J. 1948: Beiträge zum geologischen Aufbau der Umgebung von Ajfalucska, Jászó und Debrőd. Rei. annuae. Inst. geol. publ. hung. 1939–1940, Budapest, 879–897.
- OGURČÁK, Š. 1957: Anhydritovo-sadrovcové ložiská pri Spišskej Novej Vsi. Geologicke Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109–116.
- ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. Práce, Zos. 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–99.
- ORVAN, J. 1969: Slaná – základný hydrogeologickej prieskum. Geofond, Bratislava.
- PECHO, J. 1963: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69–74.
- PECHO, J. a kol. 1977: Litologické a mineralogicko-chemické zhodnotenie vrtov Sb-1, Sb-2, Sb-3. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PESL, V.-SALAJ, J.-VASS, D. 1968: The Flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians, XXII Inter. Geol. Congr. Guide to Excursion 6AC, Prague, 3–40.
- PLANDEROVÁ, E. 1979: Palinologické zhodnotenie sedimentov rožňavsko-železníckej a meliatskej série. Geofond, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku rožňavsko-železníckej skupiny. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–119.
- PLANDEROVÁ, E.-VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veprid. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129–142.
- PLANČÁR, J.-FILLO, M.-ŠEFARA, J.-SNOPKO, L.-KLINÉC, A. 1977: Geofyzikálna

- a geologická interpretácia ložiskových a magnetických anomalií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, sér. Geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–114.
- POPREŇÁK, J. 1964: Poznámky o vplyve litológie na morfológiu rudných žíl v oblasti Rudňan. Správy o geol. výskumoch v roku 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43–44.
- POSEWITZ, T. 1878: Bemerkungen über den „Grünstein“ von Dobšina Földt. Közl., 8, Budapest, 231–236.

- RAKÚS, M. 1967: Dielčia správa za r. 1967. Jura gemerského Západných Karpát /Muránska plošina, severogemeridné synklinórium a juhoslovenský kras/. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKUSZ, Gy. 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšina /Dobšiná/ und Nagyvisnyo. Geologica hung., sér. Palaeont. 8, tab. 9, Budapest, 1–123.
- REICHWALDER, P. 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1970a: Štruktúrno-litológicke a stratigrafické pomery j. od Štôsu. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1970b: Niekoľko poznámok k výskytu glaukonitických hornín v okolí Hačavy. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157–167.
- REICHWALDER, P. 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215–222.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99–141.
- REICHWALDER, P.–MELLO, J. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000 list Nižný Medzev. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. a kol. 1979: Vysvetlivky k listu Ratkovské Bystré 1:25 000. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ROJKOVIČ, I. 1967: Mineralogicko-geochemická charakteristika V-Mo-Cu zrudnenia v perme Spišsko-gemerského rudohoria. Archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ROTH, Z. 1939: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Rozpr. 2, Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, Praha, 1–23.
- ROZLOZSNIK, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. a.d. Jb. der Ungar. geol. Reichsanst. 19, 6, Budapest, 263–402.
- ROZLOZSNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geologica hung., sér. Geol., fasc. 5, Budapest, 1–118.
- ROZLOŽNÍK, L. 1961: Petrografia, petrotektonika a petrochémia granitizovaných hornín rakoveckej série a ich vzťah k zrudneniu v okolí Dobšinej. Archív Banskej fakulty VŠT, Košice.
- ROZLOŽNÍK, L. 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobinského vývoja. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–48.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965a: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Západné Karpaty 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29–93.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965b: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Západné Karpaty 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95–145.
- ROZLOŽNÍK, L. 1976: Vzťah zrudnenia k tektonike v Spišsko-gemerskom rudohorí. Zbor. ref. Geológia, metalogenéza a prognózy surovín. SGR Košice, 63–73.

- ROZLOŽNÍK, L. 1978: Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov.*, 10, 4, Bratislava – Spišská Nová Ves, 311–320.
- ROZLOŽNÍK, O. 1978: Perspektívy overenia zásob Sb-rúd v oblasti rudného rajónu Zlatá Idka – Poproč. *Zbor. referátov z konferencie Antimónové rudy Česko-slovenská*, 1980. Bratislava, 141–147.
- SALAJ, J.–BIEĽY, A.–BYSTRICKÝ, J. 1967: Trias-Foraminiferen in den West Karpaten. *Geol. Práce, Správy* 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119–136.
- SCHEIBNEROVÁ, V. 1960: Príspevok k diskusii o veku pestreho súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 11, 1, Bratislava, 91–93.
- SCHÖNENBERG, R. 1946: Geologische Untersuchungen an Nord-weststrand des Zips-Görmter Erzgebirges /Karpaten/. *Z. Dtsch. geol. Gesell.* 98, Hannover, 70–120.
- SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol. Práce, Správy* 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29–37.
- SNOPKO, L. 1960: Stručná správa o geologickej mapovaní južne od Dobšinej. *Geol. Práce, Správy* 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97–105.
- SNOPKO, L. 1965: Správy o geol. výsk. v r. 1964. Slovensko 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21–22.
- SNOPKO, L. 1966: Stratigrafické začlenenie vrchného karbónu SGR. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západné Karpaty* 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103–152.
- SNOPKO, L. 1969a: O novom rудonosnom pruhu v okolí Vlachova. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKO, L. 1972: Geologickej vývoj gemeríd /pre potreby GLŠ/ I. Geologickej časť. Bratislava 1974, *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKO, L. 1976a: Geologickej stavba Spišsko-gemerského rudoohoria. Vedecký seminár – Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudoohoria. *Zbor. referátov, Košice 1976*, 13–28.
- SNOPKO, L. 1976b: Sledovanie reliéfu gemeridných žúl /Projektová štúdia/. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKO, L. a kol. 1965: Štruktúrny a stratigrafický výskum paleozoika /v južnej časti gemeríd/, regionálny výskum paleozoika Spišsko-gemerského rudoohoria. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKO, L. a kol. 1966a: Záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-1 /Vlachovo/. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. a kol. 1966b: Dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-2 /Vlachovo/. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. a kol. 1968: Štruktúrny a stratigrafický výskum paleozoika SGR, dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-4. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L. a kol. 1969b: Dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-3. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO, L.–REICHWALDER, P.–IVANIČKA, J.–LAMOŠ, A. 1969b: Zlomová tektonika v paleozoiku SGR. *Geol. Práce, Správy* 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51–64.
- SNOPKO, L. a kol. 1970a: Dielčia záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-5. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- SNOPKO,L. a kol. 1970b: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rудohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO,L. a kol. 1977: Čiastková záverečná správa za r. 1977. Vrt RS-1 /Rožňava-Čučma/. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO,L.-KLINÉC,A. 1977: Geofyzikálna a geologickej interpretácia tiažových a magnetických anomalií v Slovenskom rúdohorí. Západné Karpaty, sér. Geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-144.
- SNOPKO,L.-IVANIČKA,J. 1978: Úvahy o paleogeografii v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rúdohoria. In Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 269-279.
- SNOPKO,L.-SNOPKOVÁ,P.-VOZÁROVÁ,A. a kol. 1979: Čiastková záverečná správa za r. 1979. Litologický a petrografický výskum gelnickej série vo vybranom povrchovom profile - južná časť. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKO,L. a kol. 1980: Záverečná správa - vrt PsS-1 /Podsúľová/. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ,P. 1962: Predbežná správa o palinologickom výskume v Spišsko-gemerskom rúdohorí. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ,P. 1964: Správa o palinologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-gemerského rúdohoria. Správy o geol. výsk. v r. 1963. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63-64.
- SNOPKOVÁ,P. 1978a: Ročná správa o výskume črmeľskej série. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ,P. 1978b: Správa o výhodnotení vzoriek za úlohu 122. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ,P.-SNOPKO,L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rúdohorí na základe palinologických výsledkov. Západné Karpaty, sér. Geológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57-102.
- STRAKA,P. 1981: O veku série foederata. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57-62.
- STÜRZENBAUM,J. 1879: Über die geologischen Verhältnisse der Zinkerz-Lagerstätte bei Pelsőcs-Ardó im Gömörer Comitat. Földt. Kozl., 9, Budapest, 283-287.
- ŠALÁT,J. 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecami a Košicami. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65-104.
- ŠTIMMEL,J. 1968: Správa o výsledkoch prieskumu v okolí Gočaltova. Manuskript-archív GPPÚ, Spišská Nová Ves.
- ŠTÚR,D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölnitz und Gölnitz, Jb. Geol. Bundesanst., 19, Wien, 1-383.
- ŠUF,J. 1930: Poznámky o nových karbónskych a triasových skamenelinách. Věst. Stát. geol. Úst. 6, 3, Praha, 110-117.
- ŠUF,J. 1933: Rukopisná mapa oblasti jz. časti gemerského rúdohoria. Manuskript-archív Geol. Prieskumu, Turčianske Teplice - Spišská Nová Ves.
- ŠUF,J. 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihozápadní části Slovenského krušnohoří. Carpathica, Ř. přírodověd., 10, Praha, 143-184.
- ŠUF,J. 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítniku a Nandráže na jižním Slovensku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111-126.
- ŠUF,J. 1963: Správa o geologickém průzkumu okolí Štítnika. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63-68.

- ŠUSTA,V. 1931: O karbonu na Slovensku. Horn. Věst., 13, 25, Praha, 417–422.
- SVAGROVSKÝ,J. 1956: Neogén širokého okolia Košíc. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 84–102.
- TURAN,J.–VANČOVÁ,L. 1979: Bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rудohoria. Mineralia slov., 11, 3, Bratislava – Spišská Nová Ves, 193–205.
- VÁCLAV,J.–VOZÁROVÁ,A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. Západné Karpaty, sér. Min., petr., geoch., metal. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83–108.
- VÁCLAV,J. a kol. 1980: Výsledky II. etapy litogeochémického /metalomětrického/ výskumu z oblasti Košickej Belej. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VACHTL,J. 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Kortbacy /Slovenské rудohorí/. Sbor. Stát. geol. XII, Praha, 33–65.
- VARGA,I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31–49.
- VARGA,I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. Zborník východoslovenského múzea v Košiciach, 6, A, 37–63.
- VARGA,I. 1975: Petrochemická a petrometalogenetická charakteristika gemeridných žúl. Mineralia slov., 7, 1–2, Bratislava – Spišská Nová Ves, 35–52.
- VASS,D. 1979: Posúdenie geologických pomerov pre sídliskú výstavbu mesta Košice. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠSOJEVIČ,N.B. 1960: O fliše. Materiály KBGA, 3, Izdat. AN USSR, Kijev.
- VAŠKOVSKÝ,I. 1977: Kvartér Slovenska /Quaternary of Slovakia/. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–247.
- VOZÁR,J. 1963: Správa o petrografickom výskume na štruktúrnom vrte SM-1 /úloha 01-G-III/. Manuskrift-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR,J. 1968: Der perm-mesozoische Vulkanizmus in den West Karpaten und Ostalpen. Geol. Práce, Správy 44–45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149–162.
- VOZÁROVÁ,A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rúdohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–99.
- VOZÁROVÁ,A. 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rúdohoria. Západné Karpaty, sér. Min., petrogr., geoch. a lož. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147–175.
- VOZÁROVÁ,A. 1982: Explanatory Notes to Lithotectonic Profiles of the Variscan molasse in the Czechoslovakian West Carpathians. Bull. of PK-IX, theme 3.3, Veröffentl. d. Zentralinst. f. Phys. d. Erde, 66, Berlin–Praha, 319–347.
- VOZÁROVÁ,A.–VOZÁR,J. 1975: Základné črtky paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81–96.
- VOZÁROVÁ,A.–VOZÁR,J. 1978: Palinspastickej obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. In Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233–258.
- VOZÁROVÁ,A.–VOZÁR,J. a kol. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. „Symposium Permian of the West Carpathians, 1979“, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3–88.
- VOZÁROVÁ,A.–VOZÁR,J. 1982: Nové lithostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169–195.
- WOLDŘICH,J. 1913: Geologische und Montanistische Studien in den Karpathen von Dobšau. Archiv für Lagerstättenforschung, Berlin.

- ZELENKA,L. 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst., 3, 1, Praha, 23–31.
- ZLOCHA,J. 1977: Jaklovce–VP chryzotilový azbest. Záverečná správa a výpočet zásob. Geofond, Bratislava.
- ZLOCHA,J.–VALKO,P. 1975: Záverečná správa a výpočet zásob Kurtova skala – ŤP. Manuskript-archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.
- ZORKOVSKÝ,B.–KUBIŠTA,J. 1955: Záverečná správa a výpočet zásob Veľký Folkmár – hematit. Geofond, Bratislava.
- ZOUBEK,V. 1953: Spišsko-gemerské rudoohorí. Záverečná zpráva za rok 1953. Geofond, Praha.
- ZOUBEK,V. 1956: Hranice gemerid s vepridami. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38–50.
- ZOUBEK,V. 1960: 1958 Osnovnyje čerty geologičeskogo rozvitija centralnyx Karpat v domezozojskij period. Materialy Karpato-balkanskoj assosiacii 1, Kiev.
- ŽUKOV,F.J. 1963: Jedna z variant rozdelení svrchněpermiských sedimentů Spišsko-gemerského rudoohorí. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39–46.

EXPLANATORY NOTES ON THE GEOLOGICAL MAP
OF THE SLOVENSKE RUDOHORIE MTS. —
— THE EASTERN PART /1:50 000/

Summary

The Slovenské rudohorie Mts. — the eastern part has a particular position in geology of the West Carpathians. It is the only area in the West Carpathians with a complete Paleozoic and the most important ore district of the West Carpathians.

Plentiful mineral resources of the region are associated with its famous history and splendid nature. The central, dominant part of the region — the Volovské vrchy Mts. — has poorly dissected relief. It is due to the uniform style of deformation and monotonous petrographic composition from the mechanical viewpoint. A comparatively constant height of ridges is indicative of the existence of an ancient, levelled relief.

North of the Volovské vrchy Mts. is Galmus and a part of Slovenský raj with the Middle Triassic limestone-dolomitic complex, most important from geomorphological viewpoint. The present relief, controlled by young tectonics, is characterized by deep, subsequent valleys, with the ancient flat relief — plains, preserved locally among the valleys. The plains are usually confined by high reefs against tectonical depressions. In the depressions are occasional canyons.

The Slovak Karst south of the Volovské vrchy Mts. is the largest karst region of Czechoslovakia. There are all phenomena characteristic of a karst region. The present dissection of the Slovenské rudohorie Mts. began actually in the Neogene to Pleistocene. The most part of the region was uplifted, some parts sank down, and the Hornádska, Rožňavská and Košická kotlina depressions formed. Further dissection and modelling were due to river erosion and denudation.

There are two principal river systems: the E-W system, represented by the rivers Hnilec and Hornád, and the N-S system, controlled mostly by fault tectonics.

The authors tried to present the latest results in the geological map. The geological map is representative of the present state of knowledge. It was not possible to solve all problems concerning the geologically complicated region. Further problems occurred in the compilation of the geological map of the region and they should be solved later.

In the map three tectonic units are distinguished, namely: the Gemicum, the Veoporicum and the Silicicum. In accordance with the principles of Czechoslovak stratigraphical classification /I.Chlupáč et al. 1978/, lithostratigraphical units — groups and formations are defined within these units. On the basis of suggested classification and nomenclature of volcanic rocks /A.Streckeisen et al. 1978/ also volcanic rocks of the region are marked and so the terms spilite, keratophyre and quartz keratophyre are further used.

BRIEF CHARACTERISTIC OF FORMATIONS

GEMERICUM

It is the principal unit of the geological map and comprises Early Paleozoic complexes with autochthonous Late Paleozoic and Mesozoic.

Gelnica Group

It is the largest, central part of the Gemicic Paleozoic, a complex of sedimentary, volcanoclastic and volcanic rocks with presumable thickness 4500–8000 m.

According to lithofacies analysis and rock associations it is regarded as a flysch formation, represented by sandstones, shales, local lydites, carbonates and associated with products of acid, partly basic volcanism /paleorhyolites, paleokeratophyres, paleobasalts/. Volcanoclastic material dominates highly over effusive rocks. It is likely that the most part of volcanic material is resedimented, genetically related to the island-arc zone.

The age of the Gelnica Group on the basis of palynological researches and investigations of isotopic composition of Pb comprises the Cambrian – Lower Devonian. The Gelnica Group is lithostratigraphically divided /from the bottom to the top/ into: the Vlachovo Formation, the Bystrý potok Formation, the Drnava Formation.

Rakovec Group

It is volcanic-sedimentary geosynclinal formation overlying the Gelnica Group. Contact between the two groups is normal, locally tectonic. In places of normal contact, superposition is evidenced by position and drilling operations.

Original sedimentation was clayey-sandy, associated with basic, sporadically acid – volcanism /quartz porphyry, quartz keratophyre/. Formation analysis shows that the volcanism is related to spilite-keratophyre formation.

Primary trend of volcanism was tholeiitic. Structural characters prove the subaqueous character of the volcanism.

Because of the lack of paleontological evidence we only presume the Middle Devonian – Lower Carboniferous? stratigraphical range. Lithostratigraphical division of the group is as follows: the Štós Formation /in the southern part of the Gemicum/, the Smrečinka and Sykavka Formations /in the northern part of the Gemicum/. Presumable thickness of the Rakovec Group is 2500–3000 m.

Progressive metamorphism of Early Paleozoic series is related to the Barrowian type. Its Pre-Upper Carboniferous age is evidenced by field data and radiometric dating.

Dobšiná Group /Carboniferous/

The Dobšiná Group represents a transition from the geosynclinal stage of the Variscan orogeny to the early stage of molasse development. It formed after the main folding and metamorphosis of Early Paleozoic complexes. The Dobšiná Group is in the northern and western parts of the Gemicum. It is divided /from the bottom/ into

four formations: the Ochtiná, Rudňany, Zlatník and Hámor. They are generally formed of terrigenous, volcanic-terrigenous and carbonate lithofacies formed in marine, deltaic-marine and deltaic-sedimentation environments.

Ochtiná Formation

It is in the southwestern part of the Gemicicum. It has a tectonic contact with the Veporicum and with the inner of the Gemicicum. In basal parts of the formation are conglomerates with sandstones, and graphitic phyllites, in higher parts are metabasites, magnesites, dolomites and dolomite limestones. Presumable thickness of the formation is 1000–1400 m. Its age according to trilobites and brachiopods is Namurian B–C; conodonts /in the middle part of the formation/ are indicative of Viséan–Namurian A age.

Rudňany Formation

It is in the northern part of the Gemicicum and overlies transgressively and unconformably the folded and metamorphosed Early Paleozoic of the Rakovec Group. The formation is represented by a facies of polymict conglomerates. In its upper parts are sandstones with flora indicative of the Westphalian B–C.

Zlatník Formation

It is in the overlier of the Rudňany Formation and consists of psammite–pelite sediments, rarely of carbonates, basic volcanic rocks and their volcanoclastic. It is ranged to the Carboniferous on the basis of its superposition /the Rudňany Formation encountered in its basement by drilling/ and of palynomorphs. On the basis of superposition also a part of rock complex in the area Ochtiná–Bradno is ranged to the Zlatník Formation.

Hámor Formation

It is the uppermost lithostratigraphic member of the Dobšiná Group. It is characterized by cyclical alternation of sandstones, graphite schists with scarce anthracite seams and conglomerates. On the basis of palynomorphs the formation is ranged to Westphalian D – Stephanian A?

Krompachy Group /Permian/

It is generally characterized as a group of terrigenous and volcanoterrigenous lithofacies of varied colours, with evaporites, and scarce carbonates in its upper part. Changes in depositional environment were most likely caused by the Asturian orogeny. Former continental sedimentation passed slowly to lagoonal regime during the sedimentation of upper parts of the group. The Krompachy Group is a part of the Late Paleozoic cover of the northern part of the Gemicicum. It is divided into the Knola, Petrova hora and Novoveská Huta Formations.

Knola Formation

It is basal member of the group and consists of polymict conglomerates with local graywackes and schists.

Petrova hora Formation

It is volcano-sedimentary formation composed of schists, sandstones, intercalations of psephites, paleorhyolites and their volcanoclastics. Intermediary volcanic rocks are sporadic.

Novoveská Huta Formation

Gradual fading-out of volcanism and sedimentation passing into lagoonal regime are followed by deposition of pelite-psammite facies with gypsum and anhydrite, passing slowly into the Lower Trias. The formation also comprises conglomerates with paleorhyolite pebbles.

On the basis of sporadic radiometric dating and palynomorphs the Autunian-Thuringian stratigraphical range of the Krompachy Group is presumed. Its thickness is about 1500 m.

Gočaltovo Group

It represents the Late Paleozoic of the cover of the southern part of the Gemericum and consists of clastic sedimentary sequences associated with paleorhyolite-paleodacite volcanic rocks and volcanoclastics. It is divided into two lithostratigraphic units: the Rožňava and the Štítnik Formations.

Rožňava Formation

It consists of two megacycles. Each of them is characterized by the following succession: conglomerates, sandstones, sandy shales. Among volcanic rocks are sporadic rhyolite and dacite bodies. Volcanoclastic rocks are more extensive. The formation is 200–400 m. The Stephanian D – Autunian age of the formation is palynologically evidenced.

Štítnik Formation

It is characterized by cyclical alternation of sandstones and sandy shales. It is 400–600 m thick. Flora from upper parts of the formation is indicative of Upper Permian, palynomorphs – Lower Triassic age.

North-Gemeric Mesozoic Group

The Krompachy Group in the northern part of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. is associated with Mesozoic lithostratigraphic units both in time and space. Their fa-

cies, structural and metamorphic division is not complete so far and therefore common legend is used for the map.

The North-Gemeric Mesozoic occurs in several subordinate structures. Most Mesozoic complexes are evidently joined with the basement /the Krompachy Group/ but in some places they were detached from the basement and transported over a smaller or larger distance /Galmus, Murovaná skala, a.o./.

In the map all the Mesozoic complexes are ranged to the tectonic unit of the Gemicicum. It is possible that in the future they will partly be ranged to other tectonic units like Silicucum or Veporicum.

The most part of the North-Gemeric Mesozoic is nonmetamorphosed and facially related to or identic with the Silica nappe. Dynamometamorphism is evident in some places in the eastern part between Slovinky and Opátka, and partly in the western part of the Stratenská hornatina, in places where the Mesozoic was folded in lower structural levels with a characteristic monoclinal imbricated structure. Among the North-Gemeric groups the Stratená Group is most extensive and best investigated as regards formation from the Lower Trias to the Lower Cretaceous. The Stratená Group is characterized by pelite-psammite shallow-water sediments and occasional evaporites in the Lower Triassic, thick masses of mostly shallow-water carbonates /limestones and dolomites/ in the Middle and Upper Trias, and mostly pelagic sediments in the Lower Jurassic. Algal limestones were found in the Lower Cretaceous /the Jurassic and the Cretaceous only out of the area mapped/.

In the area between Krompachy and Opátka are partly different successions of beds. In the Middle and perhaps also in the Upper Trias are plentiful dark schists and cherty limestones.

Meliata Group

It is an extremely varied complex of weakly and strongly metamorphosed rocks of Triassic and perhaps Jurassic age. They emerge from beneath the Silica nappe in the form of tectonic windows and half-windows, or they rest on Paleozoic complexes in the form of tectonic slices. Rocks of the Meliata Group are most frequent in the southern part of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts., in the Slovak Karst and in the so-called Nižná Slná depression /between Dobšiná and Štítnik/.

The rocks ranged to the Meliata Group are likely to have developed partly the lowest slices from the overlier of the Gočaltovo Group, and in the most part /upper slices/ they originate from southern sedimentation areas. Their Paleozoic basement is not known so far.

The Meliata Group formed in marine environment with partly eugeosynclinal character in the Middle and Upper Trias.

In the Lower Trias are mostly schists, sandy andschistose limestones. The Middle Triassic interval commences usually with grey dolomites and dark limestones. Higher up are thick masses of light crystalline massive limestones. Most varied are the upper parts of the Middle Trias, Upper Trias and the Jurassic. There are mostly dark schists, sandstones, silicites, hematites, various kinds of limestones, sediments with turbidite structures, metabasalt tuffs, tuffites and effusive metabasalt bodies.

Silica Nappe

It is an extensive horizontal or subhorizontal nappe body, affected by young tectonics and erosion. Its lithostratigraphic content is that of rocks complexes of the Oberostalpine type, facially closely related to the North-Generic Mesozoic. It is a proof of the fact that the Silica nappe was thrust over from the north.

It may be divided into several subordinate structures. The synclinal slice of Slovenská skala with some dynamometamorphosed rocks has a particular position. It also shows some facies differences from other parts of the Silica nappe /thick mass of dark cherty limestones and schists in the Middle and Upper Trias/.

The Silica nappe comprises rocks from the Lower Trias to the Jurassic. A thick Middle and Upper Triassic complex of mostly shallow-water /reefal and lagoonal/ carbonate sediments with wetterstein limestones dominant is above a thick Werfenian formation /600–1000 m/. Pelagic facies are less extensive. Jurassic sediments are rudimentarily preserved. Doggerian radiolarites are the youngest sediments known.

Basic and ultrabasic Mesozoic rocks

Metabasalts occur in Lower Triassic schists of North-Generic groups near Jaklovce and Margecany. They cause contact metamorphism of Lower Triassic sediments.

Serpentinites are in North-Generic Mesozoic groups, in the Meliata Group and in the Silica nappe. They are in tectonic relation to surrounding rocks. Their position is not known so far.

Granitoid rocks

They are in the central part of the Gemicum, mostly in the Gelnica Group. They are particularly interesting because of their genetic relation to the part of ore mineralization. Medium-grained two-mica granites are dominant facies; fine-grained and porphyric varieties are less frequent. In spite of repeated radiometric dating their age is still not exactly known. There are substantial differences in age determinations within the same bodies. It is necessary to know the type of postmagmatic alterations in granites and their possible influence upon radiometric dating. The age diapason of the Generic granites is Permian-Cretaceous.

The position of the Turčok granite in an exposed zone of the western part of the Gemicum is not clear. Some authors regard it as a Generic element, others – as Veporic. It has not been radiometrically dated so far and it is still studied in detail.

VEPORICUM

It is a lower tectonic unit which the Gemicum is thrust over. It extends only partly in the area of the map. In the northern part of the geological map – around Slubica /the southern part of Branisko Mts./ the Gemicum is in contact with pre-granitoid metamorphites of the Veporicum /parallelized with the Hron complex/; east of Margecany it is in contact with granitoid rocks of Bišanová /parallelized

with the Kráľova hoľa complex/, the Late Paleozoic cover and the Mesozoic /the Ružín Group/.

In the western part of the area in the geologic map the Veporicum consists of the Kráľova hoľa complex /Early Paleozoic/ and of units in autochthonous or subautochthonous position, including the Muráň Group divided /from the basement to the overlier/ in the Slatvina and Rimava Formations /Late Paleozoic/ and the Foederata Group /Mesozoic/.

Along the tectonic contact between the Gemic and the Veporic units are intrusions of Alpine granites with intense contact effects upon their surroundings. Their age was determined by radiometry.

Tertiary

In the geological map the Central-Carpathian Paleogene is in the area of Spišská Nová Ves – Kluknava. It is represented mostly by basal and flysch lithofacies.

The Neogene is represented by the Košice gravel formation /Upper Badenian – Dacian/, deposits of the Rožňavská kotlina depression /Pliocene–Dacian/ and a neovolcanic rock complex /Sarmatian/ near Ratkovská Zdychava and Ratkovská Suchá.

Quaternary

Among Quaternary sediments deposited mainly in river valleys, the Earliest Pleistocene /Eopleistocene/ sediments, Middle and Late Pleistocene /proluvial and fluvial sediments/ and Holocene sediments are distinguished.

In respect of hydrogeology the area of the geological map is divided into several hydrogeological complexes differing in hydrophysical rock properties, ground water regime and their physical-chemical properties. Most significant is the Mesozoic hydrogeological complex, namely the limestone-dolomite complex.

Geotectonic history of the region

The lack of paleontological data on Paleozoic complexes determines the approach to paleogeographic and paleotectonic history of the region. Some characters of individual groups were already mentioned, other basical, mainly tectonic characters will follow.

The basical group of the geological map – the Gelnica Group – represents the Caledonian epoch. It is likely that the termination of its development was associated with Caledonian tectonic movements. There are, however, still few data about their manifestations in this area.

The Bretonian phase accomplishing the development of the Rakovec Group was the most significant phase of the Hercynian epoch. Field and laboratory investigations show that the metamorphism reached locally up to the amphibolite facies. This resulted in fold structure /mostly structures of great radii/, local overthrusts rejuvenated in the Alpine epoch.

Later on a positive structure, the so-called Volovec ridge gets activated to play

a significant role in spatial differentiation reflected in different development of Late Paleozoic rock complexes in time and space, emphasized by tectonic activity during the Palatinian and Asturian phases /epirogenetic movements/.

The end of the Permian and the beginning of the Trias are characterized by gradually fading-out regime controlled by the Volovec ridge. At the beginning of the Mesozoic the principal sedimentation zones began to form. The deposition regime changed substantially under the influence of Early Kimmerian tectonic movements.

The Alpine stage is characterized by complicated tectonic development manifested in several substages. The Late Paleozoic and Mesozoic complexes are plastically deformed /structures like the North-Gemeric synclinorium are emphasized/. Early Paleozoic complexes, consolidated during Hercynian stage only capable of limited deformation, so at tangential pressure the secondary foliation planes form then in younger complexes.

Further compensation of pressure from S to N at active barrier effect of the Veporic block was reduced by overthrust systems active in zones related with this block. Here in the time of the thrust of the Gemeric over the Veporic elements a local imbricated structure formed and back /from N to S/ movements of rock masses took place. Emphasized are the Mlynky – Rudňany, Margecany – Lubeník, Rožňava systems – each with specific characters of its own.

Some questions concerning function of some faults /the Štítnik fault for e./, genetic background, geotectonic role of the Rožňava zone, character and direction of overthrust of the Silica nappe a.o. are still unanswered, but they are being solved.

Polyphasic fault tectonics represented by a complicated fault system with E–W and younger N–S courses was predominant. The fault tectonic was followed by local block structure.

Translated by E. Jassingerová.

VÝSVETLIVKY

ku Geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť /1:50 000/

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1983.

Vedecký redaktor: RNDr. Ján Gašparik, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková úprava: Slavenka Smolíková

Sadzba a technická úprava: Mária Cabadaiová

Tlač: tlačové stredisko GÚDŠ. Povol. SÚKK 1197/0-1981. Tem. skup. 03/9. Náklad
600 kusov, rozsah AH 13,69, VH 14,02. Cena 23,- Kčs.