

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
RIMAVSKEJ KOTLINY
A PRIĽAHLEJ ČASTI
SLOVENSKEHO RUDOHORIA
1:50 000

JÁN BODNÁR – MICHAL ELEČKO – ĽUDOVÍT GAÁL – JOZEF HANÁČEK
VLADIMÍR HANZEL – JAROSLAV LEXA – JÁN MELLO – JÁN PRISTAŠ
DIONÝZ VASS – ANNA VOZÁROVÁ

Zostavil:
DIONÝZ VASS



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

JÁN BODNÁR — MICHAL ELEČKO — ĽUDOVÍT GAÁL —
JOZEF HANÁČEK — VLADIMÍR HANZEL — JAROSLAV LEXA —
JÁN MELLO.— JÁN PRISTAŠ — DIONÝZ VASS —
ANNA VOZÁROVÁ

VYSVETLIVKY

**KU GEOLOGICKEJ MAPE
RIMAVSKEJ KOTLINY
A PRIĽAHLEJ ČASTI
SLOVENSKEHO RUDOHORIA**

1:50 000

ZOSTAVIL: **DIONÝZ VASS**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA, 1986

Vedecký redaktor

RNDr. Ján GAŠPARIK, CSc.

Redakčný okruh

člen korešp. SAV Oto Fusán, DrSc., RNDr. Rudolf Gabčo, RNDr. Ján Gašparik, CSc. (vedecký redaktor), Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Igor Modlitba, RNDr. Ján Pristaš, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc., RNDr. Dionýz Vass, DrSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.

Recenzent: RNDr. Rudolf Gabčo

OBSAH

Abstrakt	9
ÚVOD	10
Geograficko-morfologický a regionálnogeologický pre- hľad (J.Pristaš-D.Vass)	10
Prehľad geologických výskumov (Ľ.Gaál-D.Vass-A.Vozáro- vá-J.Lexa-V.Hanzel)	12
Geofaktory životného prostredia (J.Pristaš-D.Vass) . .	14
GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (Ľ.Gaál-J.Pristaš-D.Vass- A.Vozárová)	18
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS	25
Veporikum (A.Vozárová)	25
Hronský komplex	25
Kráľovohoľský komplex	26
Revúcka skupina	29
Krieda	29
Gemerikum (A.Vozárová)	29
Gelnická skupina	31
Dobšinská skupina	35
Gočaltovská skupina	38
Meliatská skupina (Ľ.Gaál-J.Mello)	42
Silický príkrov	42
Staršie paleozoikum (A.Vozárová)	42
Perm	44
Trias (Ľ.Gaál-J.Mello)	51
Jura	52
Magmatické horniny	52
Bázické a ultrabázické horniny	52
Granitoidné horniny (A.Vozárová)	53

Molasové sedimenty a vulkanity Rimavskej kotliny . . .	53
Terciér	54
Oligocén (D.Vass-M.Elečko)	54
Oligocén-miocén	58
Spodný miocén	65
Stredný miocén (J.Lexa)	72
Vrchný miocén (D.Vass-M.Elečko)	82
Pliocén-pleistocén	83
Kvartér (J.Pristaš)	88
Pleistocén	89
Holocén	96
GEOFYZIKÁLNE VÝSKUMY (J.Bodnár)	98
TEKTONIKA	105
Stavba predtretihorných útvarov (Ľ.Gaál-J.Mello-D.Vass -A.Vozárová)	105
Stavba podložia molasovej výplne Rimavskej kotliny (D.Vass-M.Elečko-J.Bodnár)	112
Tektonika molasovej výplne Rimavskej kotliny (D.Vass- M.Elečko-J.Bodnár)	113
HYDROGEOLOGIA (V.Hanzel)	116
Minerálne vody	125
NERASTNÉ SUROVINY (J.Hanáček-D.Vass-J.Pristaš-M.Elečko)	128
Rudné suroviny (J.Hanáček)	128
Nerudné suroviny (D.Vass-J.Pristaš-M.Elečko-J.Hanáček)	132
Stavebné suroviny	133
Väzné a hutnícke suroviny	145
Žiaruvzdorné suroviny	145
Keramické a kameninové suroviny	146
Palivá	149
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY	151
Štvrtohory (J.Pristaš)	151
Neovulkanity (J.Lexa)	153
Molasové sedimenty (D.Vass)	153
Mezozoikum gemerika (Ľ.Gaál)	154
Paleozoikum gemerika a veporika (A.Vozárová)	155

LITERATÚRA 157

EXPLANATORY NOTES TO THE GEOLOGICAL MAP OF RIMAVSKÁ
KOTLINA BASIN AND ADJACENT AREA OF SLOVENSKÉ RUDO-
HORIE MTS. 1:50 000 (Summary) 160

Abstrakt

Územie zobrazené na geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria budujú horniny v e p o r i k a (vystupujú v sz. časti územia), ktoré je reprezentované kryštalickeými horninami hronského a kráľovohoľského komplexu (staršie paleozoikum), dynamometamorfovanými horninami revúckej skupiny (slatvinské súvrstvie – stefan C–D a rimavské súvrstvie–perm) a kriedovými granitoidnými horninami. G e m e r i k u m vystupuje na povrch s. od Rimavskej kotliny, resp. v „ostrovoch“, obklopené tretohornou výplňou kotliny. Reprezentujú ho slabometamorfované horniny gelnickej skupiny (fylity, podradne kryštalickeé vápence – spodný devón) dobšinskej skupiny (fylity, metamorfované pieskovce, kryštalickeé vápence, bazaltové vulkanity – karbón), gočaltovskej skupiny (metamorfované detritické sedimenty a bridlice rožňavského a štítnického súvrstvia – perm), brusnickeého súvrstvia (metamorfované detritické sedimenty – perm), meliatskej skupiny (bridlice, pieskovce a kryštalickeé vápence – trias), silického príkrovu (bridličnato-pieskovcový vývoj spodného triasu, karbonáty stredného a vrchného triasu, bridlice, karbonáty a rádiolarity jury) a magmatickeé horniny: žuly, bazické a ultrabazické intruzíva, resp. tufy.

Rimavskú kotlinu a údolné depresie členiace Revúcku vrchovinu vyplňajú t r e t ť o h o r n é m o l a s o v é s e d i m e n t y alpínskej molasy a n e o v u l k a n i t y, ktoré čiastočne zasahujú aj na Revúcku vrchovinu. Terciér reprezentujú kontinentálne, ale hlavne morské šlírové sedimenty kišcelu, morské sedimenty egeru (prevažne šlír), egenburgu (pieskovce), andezitové vulkanoklastické súvrstvie stredného miocénu, jazerno-riečne detritické sedimenty pontu, bazaltové vulkanoklastiká pliocénneho až pleistocénneho veku. Celé územie je sčasti zakryté sedimentmi kvartéru, v Rimavskej kotline bolo vyčlenených 8 terasových stupňov.

Predterciérne horniny majú alpinotypnú stavbu, výplň kotliny i predterciérne horniny porušujú zlomy, sv. zlomový systém je voči výplni sčasti syngenetický.

V Rimavskej kotline sú početné ložiská hlavne stavebných surovín.

ÚVOD

GEOGRAFICKO-MORFOLOGICKÝ A REGIONÁLNOGEOLOGICKÝ PREHĽAD

Rimavská kotlina a priľahlé územie, ktorých geologic-
kú stavbu v tejto práci predkladáme, patria podľa E. Mazúra
a M. Lukniša (1978) k nasledujúcim geomorfologickým jednot-
kám (obr. 1):

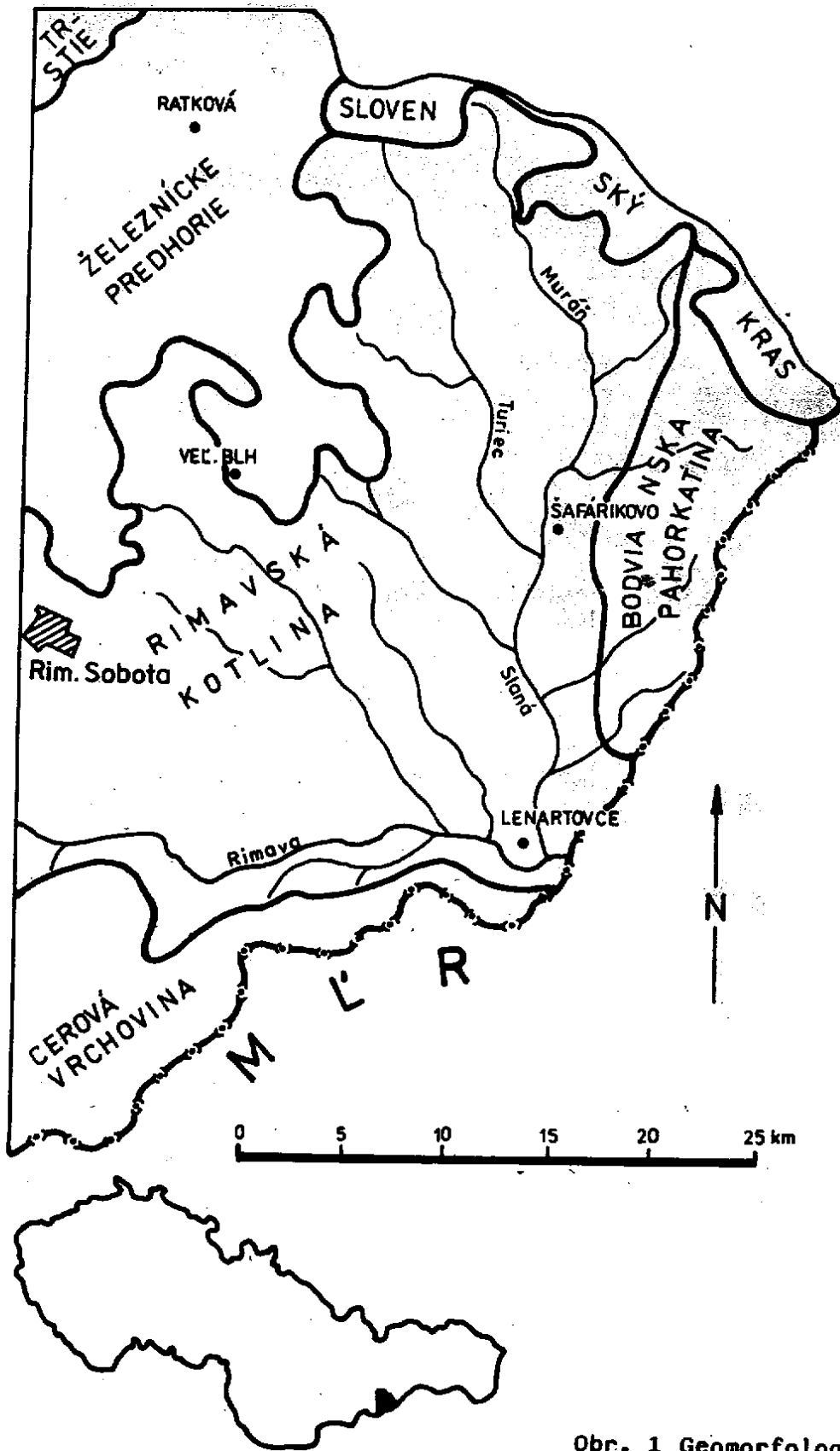
N í ž i n n é ú z e m i e a k o t l i n o v á
p a h o r k a t i n a zodpovedajú Rimavskej kotline a z.
výbežku Bodvianskej pahorkatiny. K o t l i n o v á p a-
h o r k a t i n a vrátane Bodvianskej pahorkatiny pred-
stavuje zvyšky vrchnopliocénneho zarovnaného povrchu a je
rozčlenená systémom terasovaných dolín Rimavy, Blhu, Sla-
nej a ich prítokov. Povrch pahorkatiny dosahuje maximálnu
nadmorskú výšku 305 m (Ipeľník). Najnižšie položené mies-
ta riečnych nív dosahujú výšku asi 155 m nad morom.

Pahorky pozdĺž čsl.-maďarských hraníc od obce Vlkyňa
na západ predstavujú sv. okraj Cerovej vrchoviny. Je to
územie morfológicky výrazne členené so zvyškami viacerých
predkvartérnych rovní. Maximálne nadmorské výšky dosahujú
okolo 390 m (Pohanský vrch).

Severnú oblasť Rimavskej kotliny tvorí časť Revúckej
vrchoviny (morfológický podcelok v zmysle E. Mazúra-M. Luk-
niša l.c.), Železnícke predhorie a z. okraj Slovenského
krasu. Sú to rozčlenené zvyšky zarovnaných povrchov stre-
dohorskej a rudohorskej rovne na úpätí Slovenského rudo-
horia. Toto úpätie sa stupňovite znižuje smerom do Rimav-
skej kotliny. Najvyššia nadmorská výška na študovanom
území dosahuje asi 800 m (kóta Železník 814 m), deniveli-
zácia reliéfu dosahuje asi 600 m (najnižšie položené
miesta v údoliach členiacich vrchovinu dosahujú asi
220 m).

Z hľadiska regionálnogeologického územie zobrazené
na mape predstavuje súčasť ipeľsko-rimavskej panvy, kto-
rá je vyplnená klastickými sedimentmi ranej molasy, v Ce-
rovej vrchovine pristupujú aj sedimenty hlavnej molasy.
Na severe Rimavskej kotliny na okraji Železníckeho pred-
horia sú vulkanoklastiká stredného miocénu. Vo východnej
časti Rimavskej kotliny a v hlavných údoliach, ktoré čle-
nia Železnícke predhorie, sú vyvinuté sedimenty neskorej
molasy. Molasové sedimenty sú značne zakryté kvartérnymi
uloženinami.

Železnícke predhorie a západné výbežky Slovenského



Obr. 1 Geomorfologické členenie územia (podľa E.Mazúra, M.Lukniša 1978)

krasu sú budované klastickými a karbonátovými horninami mezozoika silického príkrovu, spod ktorého sporadicky vystupujú slabometamorfované sedimenty meliatskej skupiny. Metamorfity gemerika a veporika paleozoického veku vystupujú iba v sz. cípe územia zobrazeného na mape.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Po vydaní prehľadnej geologickej mapy v mierke 1:200 000, list Rimavská Sobota a vysvetlíviok (O.Fusán et al. 1962) študovanému územia bola venovaná zvýšená pozornosť zvlášť v sedemdesiatych rokoch. Geologické výskumy realizované zväčša v súvisi so zostavovaním geologických máp v mierke 1:25 000 priniesli mnoho nových poznatkov o stratigrafii a stavbe oblasti.

Vo veporiku významným poznatkom bolo preukázanie mladopaleozoického veku podstatnej časti série Hladomornej doliny pomocou sporomorf (E.Planderová-A.Vozárová 1978) a vymedzenie revúckej skupiny ako samostatnej litostratigrafickej jednotky (A.Vozárová-J.Vozár 1982). Pomocou K/Ar metódy bol doložený alpínsky vek granitov v južnej časti veporika (J.Kantor in A.Vozárová-J.Vozár a kol. 1979).

Vo výskume gemerika významnou etapou bolo zostavenie mapy Spišsko-gemerského rudohoria (1:50 000) v rámci geologicko-ložiskovej štúdie (redaktor L.Snopko 1969-1970). Paleozoikum gemerika bolo zmapované, resp. reambulované L.Snopkom a kol. (1970), T.Gregorom a kol. (1976), P.Reichwalderom a kol. (1979) a T.Gregorom (in L.Gaál a kol. 1980). Komplexne boli spracované magnezitové ložiská karbónu (A.Abonyi 1971, A.Abonyi-M.Abonyiová 1981), spracovaná bola litológia a petrografia permu južnej časti gemerika (A.Vozárová 1973, 1977) a navrhnuté bolo nové litostratigrafické členenie mladopaleozoických súborov (Š.Bajaník-A.Vozárová a A.Vozárová-P.Reichwalder in Š.Bajaník a kol. 1981).

Vo výskume meliatskej skupiny znamenali zásadný pokrok nálezy stredno- a vrchnotriasových konodontov a datovanie typového profilu v Meliate (H.Kozur-R.Mock 1973a, b, R.Mock 1975, 1980). S litológiou a petrografiou meliatskej skupiny sa zaoberal K.Borza (1966). Výskyt pri Striežovciach bol spracovaný L.Gaálom (1982b). Rádiolarity pri Držkovciach boli biostratigraficky datované (P.Dumitrica-J.Mello 1982). Jednotlivé výskyt meliatskej skupiny spracoval J.Mello a kol. (1980), nové stratigrafické poznatky sú zhrnuté v práci J.Mello-R.Mock-E.Planderová-L.Gaál (1983).

Stredná a východná časť silického príkrovu opisované-

ho regiónu bola zmapovaná hlavne J.Mello (in T.Gregor a kol. 1976, in M.Elečko a kol. 1975, J.Mello a kol. 1976, 1969), západná časť Ľ.Gaálom (in D.Vass a kol. 1978, Ľ.Gaál a kol. 1980). Mapovacie práce tu robil aj I.Varga (1971). K.Borza—A.Began—M.Kochanová (1965) a H.Kozur—R.Mock (1974) dokázali vrchnotriasový vek vápencov pri Budi-kovanoch (predtým považované za juru). Stratigrafiu a fa-ciálne vzťahy vápencov Drienčanského krasu spracoval Ľ.Gaál (1982a). Datované boli i rádiolarity pri Bohúňove (P.Dumitrica—J.Mello 1982). Nové poznatky týkajúce sa stratigrafie a tektoniky predmetnej oblasti zhrnuli Ľ.Gaál—J.Mello (1983).

Poznatky o stavbe predtreťohorného podložia Rimavskej kotliny sú zhrnuté v prácach O.Fusán et al. (1971), J.Plan-čár et al. (1977), J.Bodnár a L.Pospíšil (1980).

Poznatky o terciéri Rimavskej kotliny získané pri zo-stavovaní generálnych geologických máp zhrnul J.Seneš (in D.Andrusov 1965). Definoval dve hlavné litostratigrafické jednotky terciéru: lučenské a fiľakovské vrstvy (v dnešnom ponímaní súvrstvie). K poznaniu petrografie terciérnych sedimentov zásadne prispela práca M.Markovej (1967). Vzťa-hom stavby terciéru k stavbe jeho fundamentu sa zaoberá práca D.Vass et al. (1968). Prvé zhodnotenie hrúbky ter-ciérnych sedimentov predložil D.Vass (1969). Genézou al-pínskych molás, ktorých súčasťou je aj výplň Rimavskej kotliny a problematika členenia molás, sa zaoberal D.Vass (1976, 1979, 1980, 1981). Nový pohľad na zlomy porušujúce výplň kotliny predložili D.Vass et al. (1981). D.Vass a M.Elečko (1982) navrhli litostratigrafické členenie ter-ciéru kotliny. K poznaniu terciéru, ale i predterciérneho podložia kotliny zásadne prispel vrt FV-1 (D.Vass, Š.Baja-ník et al. 1978, P.Snopková, Š.Bajaník 1979).

V roku 1970 sa začal systematický geologický výskum kvartéru Rimavskej kotliny (J.Pristaš 1970, 1971). Prob-lematiky neovulkanitov sa okrajovo dotýka správa I.Vargu (1973). Zhruba v tom istom čase robil mapovanie neovulka-nitov I.Dianiška. Výsledky boli zhrnuté v práci V.Šitár—I.Dianiška (1979). Vulkanický komplex je rozdelený na 5 horizontov, flóra poukazuje na sarmatský vek. Rádiometric-ké datovanie však vykazujú spodnobádenské veky (I.Repčok 1981).

V oblasti hydrogeológie bola venovaná pozornosť mi-nerálnym vodám v okolí Šafárikova (J.Orvan 1960) a v kú-peľoch Číž (V.Struňák 1965). Minerálne vody súhrnne zhod-notil M.Zakovič (1980). Hydrogeológiu náplavov rieky Sla-nej v šesťdesiatych rokoch zhodnotil Orvan. Komplexné hod-notenie hydrogeológie územia bolo urobené v rámci zostavo-vania hydrogeologických máp v mierke 1:200 000 (list Ko-šice — V.Hanzel et al. 1975, listy Lučenec—Rimavská Seč — Ľ.Škvarka 1975). Doplnujúce poznatky boli získané pri spracúvaní hydrogeologických pomerov pre vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000 (Ľ.Škvarka, M.Zakovič, V.Han-

zel). Hydrogeologické pomery vo vrte FV-1 opísal O.Franko (in D.Vass, Š.Bajaník et al. 1978) a výver CO₂ z tohto vrtu opísali O.Franko a D.Vass (1981). Územie Slovenského krasu bolo podrobne hodnotené v rámci hydrogeologického prieskumu (J.Šuba 1974, J.Orvan 1981).

Výsledky geofyzikálneho výskumu sú rozptýlené v početných správach. Ich zhrnutie, ako i výsledky vlastného geofyzikálneho výskumu predložil J.Bodnár et al. (1979).

Problematika nerastných surovín s. časti študovaného územia bola zahrnutá a zhodnotená v geologicko-ložiskovej štúdii Spišsko-gemerského rudohoria (A.Abonyi et al. 1975). Nerudné suroviny Rimavskej kotliny boli zhodnotené v početných správach a posudkoch.

Geologická mapa Rimavskej kotliny a vysvetľujúci text syntetizujú poznatky obsiahnuté v horeuvedených prácach, ale predovšetkým zhrňajú nové poznatky získané v rámci zostavovania geologických máp v mierke 1:25 000 a paralelne vykonávaného geofyzikálneho výskumu. Na týchto prácach sa zúčastňoval široký autorský kolektív pracovníkov Geologického ústavu D.Štúra, Bratislava (J.Danillová, M.Elečko, L.Gaál, T.Gregor, J.Hanáček, J.Horniš, J.Kantor, V.Kantorová, V.Konečný, R.Lehotayová, J.Lexa, M.Marková, J.Mello, A.Ondrejičková, J.Pristaš, P.Reichwalder, P.Snopková, Z.Schmidt, M.Vaňová, D.Vass, E.Vaškovská, J.Vozár, A.Vozárová) a Geofyziky, n.p., závod Bratislava (J.Bodnár, M.Fillo, L.Husák, J.Májovský).

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Územie zobrazené na mape administratívne patrí do okresu Rimavská Sobota s výnimkou sv. časti, patriacej do okresu Rožňava.

Rimavská kotlina morfológicky predstavuje systém čiastkových pahorkatín rozčlenených širokými terasovanými dolinami riek. Je vyplnená hlavne prachovými sedimentmi tretohorného veku, ktoré sú zakryté klastickými sedimentmi kvartéru (štrky, spraše, sprašové hliny). Na týchto horninách sú vyvinuté hnedozemné a ilimerizované pôdy, na riečnych nivách lužné černozezemné pôdy. Kotlina je odlesnená a intenzívne poľnohospodársky obrábaná. Cerová vrchovina, voči kotline výraznejšie morfológicky členená, je budovaná piesčitými sedimentmi egenburgu. Pôdy vrchoviny sú chudobné na živiny. Prevládajú zalesnené plochy a pastviny využívané na pasenie dobytka.

Revúcka vrchovina (resp. Železnícke predhorie) a okraje Slovenského krasu predstavujú najvyššie položené, morfológicky členené územie študovanej oblasti. Geologická

stavba je pestrá, tvoria ju paleozoické metamorfity, bridličnaté komplexy spodného triasu, karbonátové komplexy stredného a vrchného triasu, často skrasovatené, zvyšky neovulkanických hornín a pokryvné sedimenty kvartéru. Prevládajúcim typom pôd sú skeletové lesné pôdy. Vrchovina je značne zalesnená s intenzívnym lesným hospodárstvom a pastvinárstvom. Málo členené územia a doliny sú poľnohospodársky obrábané.

Územie odvodňujú rieky Rimava a Slaná s prítokmi. Sú to stredohorské rieky so snehovo-dažďovým režimom. Prítoky riek sú zväčša málo zvodnené a iba v období dlhotrvajúcich zrážok (jarné a letné maximum) a náhlych prítokov dosahujú vyššie stavy. Väčšina vodných tokov je znečistená činnosťou človeka, Hlavným zdrojom znehodnocovania vody v Rimave sú Lučebné závody, Hnúšťa - Likier a potravinárske priemyselné závody v Rimavskej Sobote. Vody Slanej znečisťujú hlavne Gemerské papierne a celulóžky v Plešivci - Gemerskej Hôrke a Slavošovciach. Okrem uvedených priemyselných podnikov sa na znečisťovaní povrchových vôd podieľajú poľnohospodárske podniky (JRD a štátne majetky) tekutým odpadom z objektov živočíšnej výroby, ako i nesprávnou technológiou využívania a skládky umelých hnojív. Znečistenie zasiahlo aj podzemné krasové vody v dôsledku nevhodnej voľby priestorov na skládku fekálnych látok (Drienčanský kras).

Veľmi rozšíreným javom pri okrajoch neovulkanického komplexu, ale aj na strmšom reliéfe kotlinovej pahorkatiny, sú zosuvy. Zvlášť výrazné sú kryhové zosuvy vulkanoklastických hornín, ktoré sa kĺzali na plastickom podloží egerských šlírov. Dĺžka transportu dosahuje až niekoľko kilometrov. Tieto zosuvy dávajú krajine charakteristický morfológický ráz osamelých vyvýšení, medzi ktorými sú zamokrené bezodtokové depresie. V súčasnosti sú zväčša stabilizované, avšak nevhodnými umelými zásahmi do prirodzenej rovnováhy je možná ich aktivizácia. Stabilita by mohla byť porušená aj mimoriadnymi prirodzenými činiteľmi (nadmerné dlhotrvajúce dažde, seizmicita, zhoršenie drenážnych pomerov). Niektoré z týchto zosuvov sú aktívne aj v recente (južne od obce Lukovišťa). Aktivizácia kryhových zosuvov vyvolaná prirodzenými alebo umelými zásahmi do rovnovážneho stavu by mohla bezprostredne ohroziť celý rad obcí na úpätí Železnického predhoria, resp. devastovať značné plochy poľnohospodárskej pôdy, prípadne lesné porasty.

Na strmších svahoch kotlinovej pahorkatiny sú rozšírené plytké plošné, prípadne prúdové zosuvy, ktoré vznikli na zvetralinách šlírov egeru a plastických íloch poltárskeho súvrstvia. Nedosahujú však také veľké rozmery ako kryhové zosuvy. Obzvlášť náchylné oblasti na zosúvanie sú medzi obcami Drienčany a Budikovany, západne od Rašíc, západne od obce Valice, v. od obce Žip, v. od obce Polina

a v. od obce Sútor, v. od Skerešova, Otročka, pri Rumin-
ciach, j. od Janíc a i.

Potenciálna hĺbková erózia tokov bola prakticky úplne
eliminovaná vhodnými regulačnými úpravami tokov. Na druhej
strane svahy budované peliticko-prachovými horninami sú
nevhodným obrábaním vystavené nebezpečenstvu plošnej eró-
zie, ktorá devastuje predovšetkým poľnohospodársku pôdu.

Popri regulačných úpravách ostali ešte stále neupra-
vené údolné nivy značnej časti prítokov riek, ktoré sú
v čase dažďov zamokrené. Miestami sú zamokrené aj riečne
nivy hlavných tokov v dôsledku nedostatočných meliorač-
ných úprav, prípadne v dôsledku poškodenia melioračného
systému.

V Rimavskej kotline a Cerovej vrchovine sa nachádzajú
ložiská stavebných surovín (štrkopiesky, piesky, tehliar-
ske hliny), ktoré nie sú intenzívne ťažené. Ťažba neohro-
zuje podstatne životné prostredie. Drobné opustené ťažob-
ne boli len čiastočne rekultivované a navrátené pôdnemu
fondu.

V Revúckej vrchovine a na okraji Slovenského krasu
sa ťazia horniny pre stavebné účely, hlavne mezozoické
karbonáty, v menšej miere aj metamorfity paleozoika.
V ťažbe sú i niektoré rudné ložiská, predovšetkým magne-
zity. Ťažbou týchto surovín sa znehodnocuje životné pro-
stredie a narúša sa ráz krajiny (veľkolomy, haldy hlušiny,
exhaláty hutí). Rekultivácia ťažobní je značne zanedbaná.

Negatívny vplyv činnosti človeka sa prejavuje v oko-
lí sídlisk, ktoré je znečistené pevným odpadom z domácnos-
tí. Skládky odpadu sú rozptýlené a prakticky každý výmoľ,
roklna, opustené ťažobne, korytá riek, ale i mnohé závrtv
v krase sú zavázané týmto odpadom. Často dochádza k nera-
cionálnemu záberu kvalitnej poľnohospodárskej pôdy na vý-
stavbu poľnohospodárskych objektov, ale aj nových obytných
domov.

Záverom navrhujeme opatrenia na ochranu životného
prostredia z hľadiska geofaktorov:

- Zložitá zosuvná problematika vyžaduje, aby činnosť
človeka v oblasti kerných zosuvov bola odborne usmerňovaná
s cieľom zabrániť aktivizácii zosuvov.

- Územie pahorkatín náchylné na plošnú eróziu odpo-
rúčame vysadiť úžitkovými drevinami alebo lesným porastom.

- Racionálne využívať pôdu a maximálne vylúčiť záber
úrodnej poľnohospodárskej pôdy pri novej priemyselnej,
poľnohospodárskej a bytovej výstavbe.

- Zamedziť znečisťovanie prirodzených tokov a podzem-
ných vôd.

- Vyriešiť otázku skládok a likvidácie odpadov.

- Dbieť na správny postup pri orbe a využívaní past-
vín, najmä na svahoch s veľkou energiou reliéfu.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

V oblasti v e p o r i k a sú najstaršie útvary reprezentované komplexom flyšoidných hornín geosynklinálneho charakteru. Pravdepodobne prináležia kaledónskemu cyklu. Celý komplex bol epizonálne až mezozonálne regionálne metamorfovaný. Staropaleozoický cyklus sa ukončil pravdepodobne pred stredným karbónom (najstaršie známe molasové sedimenty sú datované palinologicky do stefanu C-D - E. Planderová-A.Vozárová 1978). Úplný vrstevný sled však nie je zachovaný. Možno predpokladať, že bretónska alebo sudetská fáza znamenala vyvrcholenie variského orogénu v tejto oblasti.

Slatvinské súvrstvie ako bazálny člen molasových sekvencií sedimentovalo v podmienkach deltového prostredia a priľahlej časti príbrežného mora. V období vzniku rimavského súvrstvia bolo toto prostredie vystriedané podmienkami kontinentálneho aluviálneho režimu.

V oblasti g e m e r i k a gelnická skupina predstavuje v staršom paleozoiku flyšovú formáciu pestrého polycyklického vývoja. Pieskovcovo-ílovitá sedimentácia je v najvrchnejších častiach jednotlivých mezorytmov sprevádzaná vznikom telies karbonátov a grafitických bridlic s lyditi a produktmi synsedimentárneho ryolitovo-dacitového vulkanizmu (L.Snopko-J.Ivanička 1978). Súbory gelnickej skupiny vznikali v mohutnom flyšovom žľabe, ktorý zanikol pravdepodobne v raných fázach variského orogénu (L.Snopko-J.Ivanička in Š.Bajaník a kol. 1979). Tento eugeosynklinálny bazén bol vytvorený na prekambrickej platforme.

Styk dobšinskej skupiny je z oboch strán tektonický priamu nadväznosť na jej stratigrafické podložie a nadložie na území regiónu nie je možné pozorovať. Všeobecne predstavuje plytkomorskú vulkano-sedimentárnu formáciu, ktorá vznikla v sedimentačnom bazéne pretiahnutého tvaru v predpolí vyvrásnenej staropaleozoickej časti gemerika. Obdobie vzniku tohto bazénu sa viaže na bretónske vrásnivo-metamorfné pochody.

Rozšírenie a charakter sedimentácie v tomto priestore boli v neskoršom období silne ovplyvnené pobretónskymi pohybmi. Z nich sú najvýznamnejšie intravestfálske (ukončenie karbonátovej sedimentácie, prínos hrubej detritickej frakcie) a astúrske, ktoré znamenali ukončenie morského režimu v severogemeridnom bazéne v období mladšieho paleozoika a na krátke obdobie i prerušenie sedimentácie.

Doklady o existencii a charaktere výplne permského sedimentačného bazénu, ktorý je dobre zachovaný v severogemeridnej zóne v pokračovaní na S a SV, v tejto oblasti nemáme.

V južnej časti gemerika uloženiny z karbónskeho obdobia nie sú známe. Odrazom astúrskych pohybov na zvrásnenej a epimetamorfovej gelnickej skupine sa tu vytvoril členitý, zlomami obmedzený a vulkanickými centrami lemovaný bazén, kde vznikali aluviálne sedimenty typu divokých riek (rožňavské súvrstvie). Smerom do vrchných častí ich vystriedali uloženiny príbrežno-morskej aluviálnej nížiny (štítické súvrstvie).

Intenzívna synsedimentárna tektonická aktivita sa odrazila v megacyklickej stavbe sedimentárnych súborov a tiež v syngenetickej vulkanickej aktivite. Tento kontinentálny bazén, ktorý vznikol bezprostredne na varisky stabilizovanom tektonickom bloku, komunikoval a neskôr v mezozoiku sa stal súčasťou tetýdnej geosynklinály.

V dôsledku transgresie tetýdneho mora na juhu postupne zanikli črty príbrežného charakteru a sedimentácia nadobudla morský, avšak stále plytkovodný, piesčito-bridlicnato-karbonátový, vyššie karbonátový ráz. K náhlemu prepadnutiu depozičného priestoru došlo vo vrchnom anise, čo v ladine vyústilo do zrelej geosynklinálnej sedimentácie so siliciti, bridlicami a najmä vo východnej oblasti s podmorskou bázičnou vulkanickou činnosťou. Hlbokovodný charakter sedimentácie trval v prevažnej časti juhogemeridnej geosynklinálnej oblasti do najvyššieho triasu, azda i dlhšie (meliatska skupina).

Severne od uvedenej oblasti, v depozičnom priestore silického príkrovu, pretrvávala relatívne plytkovodná sedimentácia až do začiatku jury. Jemnoklastické uloženiny spodného triasu sa vyvinuli z prevažne hrubodetritických cyklických sedimentov kontinentálneho charakteru (brusnícke súvrstvie). V plytkom šelfovom prostredí severnej časti priestoru silického príkrovu sa rozprestierali lagúny, v ktorých vznikali i evapority. Sedimentácia postupne nadobudla karbonátový charakter. Vo vrchnej časti spodného triasu je podiel klastickej zložky ešte značný, v spodnom anise sa však už ukladali iba karbonáty, a to v plytkovodnom, málo vetranom a zrejme i presolenom prostredí. Od vyššej časti anisu sa vytvorili podmienky pre vznik svetlých organogénnych vápencov v prostredí teplých, dobre vetraných, prevažne plytkých šelfových morských oblastí s normálnou salinitou a minimálnym vplyvom kontinentu. V ladine a karne došlo aj k rozmachu sesílnych rifotvorných organizmov. Za vytvorenými útesmi a útesovými reťazmi sa rozprestierali široké lagúny s riasovými porastmi. Odrazom geosynklinálnej sedimentácie v juhogemeridnej oblasti bolo na mnohých miestach silického príkrovu mierne prehĺbenie morského dna, čoho dôkazom sú kalové

vápence, často s rohovcami, v južnejších častiach s bridlicami (faciálna oblasť Slovenskej skaly).

Charakter sedimentácie sa zmenil na hlbokovodný až v jure, keď došlo k vzniku bridlíc a rádiolaritov. Podľa valúnových analýz tretohorných zlepcov (M. Mišík-M. Sýkora 1980) nastalo vo vrchnej jure (vrchný oxford-titón) opäť splytčenie so sedimentáciou jemnozrnných onkolitových a riasových vápencov, ako aj titónskych krémových vápencov. Spodná krieda bola pravdepodobne obdobím úplného vynorenia.

Vo vrchnej kriede došlo k intenzívnym tektonickým pohybom. Gemeridný blok sa nasunul na veporikum a silický príkrov pravdepodobne ešte pred paleogénom gravitačne sklzol do priestoru južného gemerika.

Dokladom o sedimentácii v plytkovodnom, prípadne kontinentálnom prostredí v období vrchnej kriedy sú sporomorfy, preplavené do sedimentov kišcelu a egeru v s. časti Rimavskej kotliny (P. Snopková in D. Vass et al. 1982).

Počas paleogénu až do kišcelu bolo celé územie regiónu vyzdvižené a prebiehali na ňom zvetrávacie procesy. Krasovatenie vápencov začalo už vo vrchnej kriede, pretože v okolí Gombaseku, pri sv. okraji Rimavskej kotliny, boli vo výplni puklín zistené vrchnokriedové sporomorfy (J. Mello-P. Snopková 1973). Zvetrávacie procesy prebiehali aj počas paleogénu a začiatkom kišcelu boli zvetraliny čiastočne aj resedimentované (skálnické vrstvy vo vrte JH-1 pri Nižnom Skálniku, resp. vo vrte RK-2 pri Hostišovciach).

V kišceli bola značná časť Rimavskej kotliny zaliata morom. More transgredovalo z juhu až juhozápadu, obišlo šafárikovskú eleváciu a zálivom preniklo k severným okrajom dnešnej kotliny. Malá hrúbka bazálnych klastík svedčí o tom, že transgresia na málo členenom zarovnanom reliéfe prebiehala rýchlo. More bolo plytké, v j. časti kotliny bola zóna hlbšieho sublitorálu, resp. cirkalitorálu, v severnej časti kotliny a okolo šafárikovskej elevácie bola zóna litorálu, resp. plytšieho sublitorálu s okrajovými lagúnami a zálivmi. Morská sedimentácia, ako svedčí monotónny vývoj čížskeho súvrstvia, prebiehala v pokojných podmienkach bez významnejšej intervencie prúdov. Sedimentačné prostredie pri dne bolo zle vetrané. Distribúcia facií a hrúbky sedimentov kišcelu v Rimavskej kotline poukazuje na možnosť synsedimentárnej aktivity zlomov sv. zlomového systému (zlomy, ktoré vymedzovali šafárikovskú eleváciu, prípadne zlomy na s. okraji kotliny; D. Vass et al. 1981). V znosovej oblasti prevládali mezozoické sedimenty vrátane jurských a kriedových sedimentov, ktoré dnes na okraji neexistujú, alebo sú zachované len rudimentárne: detritický materiál týchto sedimentov, ako aj z nich resedimentované organické zvyšky sa nachádzajú

v sedimentoch kišcelu; klíma počas kišcelu bola subtropická (P. Snopková 1975).

Koncom kišcelu more aspoň zo s. časti kotliny ustúpilo, v egeri ožíva subsidencia a celú kotlinu vrátane šafárikovskej elevácie zalialo transgredujúce egerské more. Transgresia na severe kotliny prekročila rozsah kišcelského mora. Plytkovodné fácie sú rozšírené zvlášť na s. okraji kotliny a v okolí šafárikovskej elevácie. Subsidencia mala progresívny charakter a počas egeru saorské prostredie prehĺbuje až do hlbokého sublitorálu – plytkého batyálu. Podobne ako v kišceli aj tu sedimentácia prebiehala v pokojnom prostredí bez silnejších prúdov pri dne.

Hrúbka egeru a jeho litofácií je aspoň čiastočne závislá na sv. zlomovom systéme, ktorý sa uplatňoval už v kišceli, pravda šafárikovská elevácia nebola vynorená, ale na nej ležiace egerské sedimenty majú redukovanú hrúbku.

V znosovej oblasti popri sedimentoch mezozoika (vrátane jurských a kriedových) vystupovali aj metamorfované horniny a granitoidy (typomorfné minerály týchto hornín boli nájdené vo vrchnej časti egeru, M. Marková 1967, 1974).

Klíma počas egeru bola subtropická, ale relatívne chladnejšia než počas kišcelu.

Na sklonku egeru došlo k regresii. More ustúpilo z Rimavskej kotliny. V oblasti Cerovej vrchovinyorské podmienky pravdepodobne pretrvali do egenburgu. Egenburské sedimenty Cerovej vrchoviny sú plytkomorské s tendenciou narastania zrnitosti nahor a s pribúdaním textúr litorálnej zóny, t.j. so znakmi ďalšieho splytčovaniaorského prostredia. V znosovej oblasti popri mezozoických sedimentoch významný podiel mali metamorfované horniny, vrátane vysokometamorfovaných hornín.

Počas egenburgu prebiehal vulkanizmus kyslého charakteru. Vulkanické centrá však boli vzdialené (s. Maďarsko) a v sedimentoch egenburgu študovanej oblasti je iba rozptýlený vulkanický materiál.

Po egenburgu alebo ešte v priebehu egenburgu bola oblasť Rimavskej kotliny vyzdvihnutá a vystavená dlhodobej erózii. Nemožno vylúčiť, že v karpate bola táto oblasť opäť zaliala morom, ale rozhodne nebola tektonicky disponovaná pre výraznejšiu subsidenciu, pretože sedimenty karpatu v Rimavskej kotline a v priľahlej časti Cerovej vrchoviny chýbajú.

Severná časť Rimavskej kotliny začala mierne poklesávať v čase formovania vulkanického pokoradzského súvrstvia (stredný miocén). V južnej časti rozšírenia tohto súvrstvia vulkanodetrítický materiál sa ukladal v pobrežnej zóne väčšieho jazerného bazénu otvoreného smerom do kotliny. Rýchla depozícia materiálu však viedla k vystriedaniu subakvatických podmienok suchozemskými. Severne od línie

Babinec-Hrušov-Slizské-Skerešovo sa pokoradzské súvrstvie ukladalo vo výlučne suchozemských podmienkach, v paleúdoliach s.-j. až sz.-jv, smeru. Zdroje materiálu boli situované v severnom okolí Tisovca, kde sú známe početné intrúzie a neky (D.Kubíny 1957, M.Kuthan in O.Fusán et al. 1962). Materiál pyroklastických prúdov vrchnej časti pokoradzského súvrstvia je lokálneho pôvodu.

Po ukončení formovania pokoradzského súvrstvia územie ostalo vyzdvihnuté a prebiehal na ňom proces denudácie, ktorý o.i. zmenšil pôvodne väčšie plošné rozšírenie vulkanoklastík.

V panóne (ponte?) zasahovalo do priestoru Rimavskej kotliny jazero zo sv. Maďarska. Relikt sedimentov sa zachoval v okolí Železného vrchu, v. od Šafárikova. V sv. a sz. časti kotliny boli v ponte podmienky jazerno-riečnej sedimentácie. Plošný rozsah jazerno-riečnych sedimentov kontrolujú zlomy sz. smeru, ktoré vymedzujú kesovskú poklesnutú kryhu a kryhy Dužava-Kružno. Počas sedimentácie sa menila kvalita znosovej oblasti. Na začiatku sedimentácie poltárskeho súvrstvia materiál bol znášaný z bezprostredného okolia, stredná časť súvrstvia má materiál širšieho okolia a vo vrchnej časti prevláda rezistentný materiál transportovaný zďaleka (alebo redeponovaný starší materiál?). Treba poznamenať, že Slovenský kras, dnes morfológicky exponovaný, v ponte nedodával klastický materiál do kotliny.

Reliéf znosovej oblasti hlavne v začiatočnom období vzniku poltárskeho súvrstvia bol strmý.

Počas pontu alebo v predchádzajúcom období existovali vhodné podmienky pre kaolinické zvetrávanie (porovnaj M.Mišík 1956). S týmto konštatovaním dobre korelujú závery o klíme, urobené na základe analýz peľových spektier (E.Planderová ústne oznámenie): klíma bola subtropická až mierna, pomerne vlhká.

Na sklonku pliocénu sa v oblasti Cerovej vrchoviny aktivizoval bazaltový vulkanizmus, ktorý pretrval až do pleistocénu.

Predpokladáme, že už v neskorom pliocéne došlo v Rimavskej kotline a priľahlej časti študovaného územia k ustáleniu výrazných kryhových pohybov a výraznej etape zarovnania reliéfu. Produktom tohto vývoja je rozsiahly stupeň zarovňavania reliéfu, rozšírený na vysokých kryhách medziriečia Suhej, Rimavy, Blhu, Slanej a na severnom úpätí Cerovej vrchoviny; stupeň sa vkladuje do predhoria Slovenského rudohoria a Slovenského krasu. Je to poriečna roveň (kotlinová pahorkatina), ktorá tvorí výraznú eróžno-denudačnú hranicu medzi pliocénom a pleistocénom.

Koncom pliocénu, ale najmä začiatkom pleistocénu celá oblasť zaznamenala celkový zdvih. V spojitosti s málo diferencovaným zdvihom a klimatickými zmenami (striedanie období glaciálov a interglaciálov) došlo k výraznému cyk-

lickému opakovaníu fáz hĺbkovej erózie a akumulácie v pleistocéne, k formovaniu riečnych terás. S aktívnym prehĺbovaním korýt tokov po obvode vulkanických plošín bola zároveň zintenzívnená zosuvná činnosť. Rozsiahle zosúvanie krých neovulkanitov sa pravdepodobne ustálilo až v strednom pleistocéne.

V dôsledku výraznejšieho zdvihu krých rozvodí a relatívne slabšieho zdvihu až poklesávania priekopových prepadlín a jednostranného zatlačovania hlavných tokov bočnými prítokmi došlo k výrazneniu asymetrie doliny Rimavy, Gortvy, Blhu a Slanej.

Erózna akumulácia činnosť riek a potokov v pleistocéne zvýraznila drobnú stavbu reliéfu. Hĺbková erózia sumárnym efektom 100–130 m vytvorila značné denivelácie reliéfu. V pleistocéne bola rozčlenená plochá poriečna roveň, čím táto pliocénna „terasa“ nadobudla ráz pahorkatiny. Počas pleistocénu v doline Rimavy bol sformovaný 7 až 8-stupňový terasový systém, vložený do vrchnopliocénneho dna kotliny.

Na základe priestorového a superpozičného vývoja kvartérnych sedimentov môžeme v študovanej oblasti vyčleniť niekoľko etáp kvartérneho vývoja.

Obdobie najstaršieho pleistocénu v študovanej oblasti je charakterizované výraznou hĺbkovou eróziou, siahajúcou zväčša pod bázu spodných vrstiev poltárskeho súvrstvia. So spomínanou eróziou je spojená rozsiahla deštrukcia a resedimentácia vrstiev poltárskeho súvrstvia a egeru.

S uvedeným obdobím je spojená prvá, výrazná akumulácia fluviálnych štrkov najvyšších terás, neskoršie tvorba a formovanie výrazných komplexov silne rubifikovaných pôd.

Morfologicky a sedimentačne sa výraznejšie a širšie uplatnila nasledujúca etapa ďalšieho prehĺbenia dolín a akumulácia štrkov spadajúca do obdobia najstaršieho pleistocénu. V tejto dobe došlo k 20 až 30 m prehĺbeniu korýt hlavných riek a ich prítokov a k sedimentácii štrkov strednej a spodnej najvyššej terasy; neskoršie s vývojom hrubých horizontov zvetrávania, tvorených fosílnymi, silne rubifikovanými pôdami (kromer).

V súčasnej stavbe kvartéru sa uplatňuje najmä etapa spadajúca do obdobia stredného pleistocénu. S touto etapou je spojené najrozsiahlejšie zaštrkovanie doliny Rimavy, Blhu a Slanej a formovanie dvoch vysokých terás. Amplitúda zdvihu medzi najstarším a starým pleistocénom dosiahla 25–40 m.

V ďalších etapách pleistocénu dochádzalo k postupnému zmenšovaniu rozpätia zdvihu, plytšiemu zarezávaniu korýt riek a k zužovaniu laterálnej erózie a fluviálnej sedimentácie. Na rozhraní starého a stredného pleistocénu po krátkom období hĺbkovej erózie (10 m) sa začala formovať skupina terás stredného pleistocénu.

V prvej fáze boli uložené fluviálne sedimenty vrch-

nej strednej terasy. Obdobie je charakterizované rozsiahlou deštrukciou (soliflukciou) sedimentov starších pleistocénnych terás a ich pokryvov, výrazným preťažovaním korýt riek splaveným štrkovým materiálom, čo spôsobovalo ukladanie značných hrúbok štrkov. S uvedenou fázou je spojené formovanie staršej riskej (preriskej) terasy.

V druhej fáze sa odohralo ďalšie stupňovité zarezávanie koryta Rimavy a napokon rozsiahla fáza sedimentácie piesčitých štrkov mladšej riskej (hlavnej) terasy. Nie je vylúčené, že sedimentácia fluviálnych sedimentov prebiehala v dvoch podfázach.

Po usadení štrkov a povodňových hĺn nastalo obdobie rozsiahlej eolickej činnosti – sedimentácia spraší a sprašových hĺn, ktoré sa končilo až v neskorom wŕme.

V mladom pleistocéne, po krátkom období vrezu korýt pri značne zúženej laterálnej erózii dochádzalo k dvojfázovej akumulácii štrkov v dvoch úrovniach.

V prvej fáze, na rozhraní stredného a mladého pleistocénu, došlo asi k 10 m prehĺbeniu korýt tokov a k sedimentácii štrkov nízkej terasy, po čom nasledovala dosť výrazná laterálna erózia (deštrukcia) staršej wŕmskej a riskej terasy.

V druhej fáze po nepatrnom 4 až 9 m prehĺbení korýt Rimavy, Blhu, Slanej a ich prítokov sa odohralo posledné výrazné zaštrkovanie dno dolín, ukončené čiastočným vyvieváním piesčitého materiálu v neskorom wŕme a formovanie deluviálnych plášťov.

Komplex dnovej výplne riečnych nív v holocéne bol zakrytý hlinito-piesčitým, ílovitým a kalovým krytom, formovanie ktorého bolo prerušované tvorbou holocénnych pôd.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

VEPORIKUM

Na zostavenej mape vystupuje veporikum (obr. 6a) len v úzkej zóne v oblasti Revúckej vrchoviny. Predstavuje spodnú tektonickú jednotku, na ktorej v príkrovovej pozícii spočíva gemerikum. Bezprostredne v tektonickom podloží gemerika vystupuje komplex metamorfovaných mladopaleozoických sedimentov (revúcka skupina). Len okrajovo sú na mape zobrazené kryštalické bridlice a migmatity – granitoidy (hronský a kráľovoňský komplex; ktoré sú podľa A.Klinca 1966, 1971, 1976) staropaleozoického veku.

Osobitným členom sú alpínske (kriedové) leukokrátne granitoidy sprevádzané širokou, kontaktnou aureolou.

H r o n s k ý k o m p l e x

Kryštalinikum

122 Svory, svorové fylity

Zelenošedé a šedé kryštalické bridlice výrazne plošne paralelnej alebo vráskovanej textúry. Vystupujú v úzkom pruhu v sz. časti regiónu. Mineralogickým zložením zodpovedajú chloriticko-muskovitickým fylitom až granátickým svorom. Štruktúra hornín je granolepidoblastická, porfyroblastická. Hlavnou horninotvornou súčasťou je kremeň, muskovit a chlorit. Relatívne menej zastúpenými zložkami je granát a plagioklas. Všeobecne sú plagioklasy zatláčané agregátom sericitu, chloritu a klinozoizitu. Granáty sú čiastočne chloritizované. Len v malom množstve je vyvinutý biotit, zväčša v rôznom stupni chloritizovaný.

K r á ľ o v o ň s k ý k o m p l e x

121 Migmatity, hybridné granitoidy

Najrozšírenejším horninovým typom sú migmatity nebulitického typu. Vystupujú v úzkom pruhu v severozápad-

nej časti regiónu v tektonickom ohraničení. Hybridne granitoidy sú výrazne lineárne usmernenej textúry. Medzi oboma spomenutými typmi sú pozvoľné prechody. Hlavnými horninotvornými zložkami v nich sú: kremeň, plagioklasý albit-oligoklasového zloženia a draselné živce. Z ostatných minerálov bol zistený titanit, granát, muskovit, akcesorický epidot, apatit, zirkón.

Revúcka skupina

Vrchný karbón – perm

Vystupuje pri južnom a juhovýchodnom obmedzení tektonickej jednotky veporika. Je to súbor metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín. Revúcka skupina je zložená z dvoch základných litostratigrafických jednotiek: slatvinského a rimavského súvrstvia (A.Vozárová–J.Vozár 1982).

Slatvinské súvrstvie

Stefan C–D

Predstavuje komplex metamorfovaných klastických sedimentov prevažne šedej farby. Napriek polymetamorfnej premene celého komplexu zachovala sa do značnej miery makroštruktúra pôvodných sedimentárnych sekvencií, ktoré majú výrazne cyklickú stavbu. Hrúbka súvrstvia sa na základe terénnych štúdií odhaduje na 700–800 m. Priamy vzťah slatvinského súvrstvia voči podložiu je zastretý kontaktom s alpínskym granitoidom.

V zóne kontaktu sú metasedimenty slatvinského súvrstvia zmenené na granátovo-biotitické a albitovo-zoitické rohovce.

Vek súvrstvia bol stanovený na základe nálezu sporomorf z oblasti Sirku a Turčoka ako stefan C–D (E.Planderová–A.Vozárová 1978). Súčasťou slatvinského súvrstvia sú tenké polohy vulkanoklastík a ojedinele i tenké efuzívne telesá dacit-andezitového až bazaltového charakteru (na JV od Hrlice, v doline Rimavy a na SZ od Rimavského Brezova). Pre malú hrúbku neboli v mape osobitne vyznačené.

120 Metamorfované pieskovce cyklicky striedané s tmavošedými fylitickými bridlicami

Sú to horniny šedej, šedozelenej, hrdzavošedej farby. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, metamorfne usmernené. V blízkosti kontaktu s granitoidom sú masívne, s extrémnym obsahom biotitu a s častými nástrekmi aplitických a kremenných žiliek.

Štruktúra metamorfovaných pieskovcov je nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická, reliktné blastopsamitová.

Hlavnou zložkou v pôvodných pieskovcoch bol kremeň (80–90 % z piesčitých zrn). Obsah živcového detritu nepresahuje 5–10 %. Relikty klastických zrn zodpovedajú plagioklasom (bázicita An_{10-17}), v malom množstve albitizovaným draselným živcom. Klastické živce sú po okrajoch dorastané novotvarmi. Len ojedinele boli zistené relikty úplne rozloženého klastického biotitu. V predmetamorfnom štádiu zodpovedali opisované sedimenty kremenným až arkózovým drobám. Základná hmota pieskovcov je rekryštalizovaná a zložená z kremeňa, sericitu, chloritu.

Tenké vložky pôvodne jemnozrnných sedimentov (prachovcov, piesčitých ílovcov) sú zmenené na chloritovo-sericitické fylity, lokálne s grafitom.

Kontaktná termická metamorfóza sa prejavuje v závislosti na vzdialenosti od kontaktu v dvoch minerálnych asociáciách:

1. biotit–granát–draselný živec, vzácne amfibol
2. chlorit–muskovit–klinozoizit – menej biotit, apatit, sulfidy.

119 Grafitické fylitické bridlice v striedaní s jemnozrnnými metamorfovanými pieskovcami

Metasedimenty, šedej, tmavošedej farby. V predmetamorfnom stave predstavovali bridlice rytmicky striedané s jemnozrnnými pieskovcami. Všeobecne tieto sedimenty obsahovali zvýšené množstvo bituminóznej prímеси. V dnešnom stave sú metamorfované a rekryštalizované, majú bridličnatú textúru.

Vznikol lineárne usmernený agregát novotvorených minerálov – kremeňa, sericitu, chloritu, rutilu, v menšom množstve grafitu.

Podľa vzdialenosti od kontaktu s granitoidom vystupuje v štruktúre i kontakte termická minerálna asociácia.

118 Grafitické fylitické bridlice, fylity

Čiernošedé horniny s dobre vyvinutým systémom paralelne orientovaných foliačných plôch.

Štruktúru majú lepidogranoblastickú, zloženú z kre-

meňa, sericitu, grafitu. Vzácné vznikli xenoblasty nízko-
metamorfného albitu s uzavreninami grafitu a sericitu.

Primes relatívne hrubozrnného klastického detritu.
predstavujú deformované zrná kremeňa a vzácné plagioklasov.

Rimavské súvrstvie

Perm

Súbor metamorfovaných stredno- a hrubozrnných arkózo-
vých a živcových drôb, v ktorom sú v dvoch horizontoch za-
stúpené telesá metamorfovaných piesčitých zlepencov neprá-
videlnej hrúbky. Zachované sú aluviálne sedimentárne cykly
charakteristické zmenšovaním veľkosti zrn smerom do ich
vrchných častí. Jemnozrnné metasedimenty, v predmetamorfnom
stave jemnozrnné pieskovce a piesčité bridlice sú zastú-
pené v podradnom množstve.

Súčasťou rimavského súvrstvia sú tenké vložky ryoli-
tových tufov a tufitov (pre malú hrúbku neboli v mape oso-
bitne vyčlenené).

117 Metamorfované pieskovce s polohami fylitických bridlíc

Farba sedimentov je svetlošedá, svetlošedozeleňá.
Textúra výrazne usmernená, bridličnatá.

V dôsledku kataklastickej deformácie prejavenej
v blízkosti násunovej línie gemerika na veporikum došlo
z pôvodne piesčitých sedimentov až k vzniku sericitických
bridlíc. Štruktúry pieskovcov: blastopsamitová, kataklas-
tická, nerovnomerne zrnitá lepidogranoblastická. Piesčitá
frakcia, obvykle silne kataklasticky deformovaná, je zlo-
žená z kremeňa, plagioklasu (An_{09-14}), draselného živca
(ortoklasu, vzácné mikroklínu), mikropertitu. Živce
tvoria 15-25 % piesčitých zrn.

V predmetamorfnom štádiu zodpovedali tieto pieskovce
arkózovým a živcovým drobám. Pôvodná základná hmota je
silne lineárne usmernená a metamorfne rekryštalizovaná.
Asociácia novovzniknutých metamorfných minerálov (kremeň,
muskovit, chlorit, rutil, vzácné albit) zodpovedá spodným
častiam metamorfnej fácie zelených bridlíc.

Polohy relatívne jemnozrnných sedimentov boli po-
čas alpínskej metamorfozy zmenené na chloritovo-serici-
tické fylitické bridlice až chloritovo-muskovitické fyli-
ty.

Kontaktná premena spôsobená kriedovým granitoidným
telesom sa prejavila vznikom nízkotermálnej asociácie
minerálov, ku ktorej patrí: turmalín, chlorit, muskovit,
epidot-zoizit, apatit, sulfidy.

116 Metamorfované piesčité zlepence, pieskovce

Sú to svetlošedé, svetlošedozelené, výrazne metamorfne usmernené hrubozrnné pieskovce a piesčité zlepence. Valúnový materiál drobnej a strednej (3–7 cm) veľkosti je šošovkovite vylisovaný v plochách bridličnatosti. Je zložený z kremeňa a granitoidných hornín.

Krieda

115 Biotitický granodiorit s afinitou k tonalitu

V minulosti boli považované za mladšie variské žuly (A.Klinec a kol. 1963, M.Chovan–M.Petro 1972; J.Kamenický 1977).

Charakter kontaktných účinkov na mladopaleozoické sedimenty revúckej skupiny, ich vzťah k alpínskym štruktúram potvrdil ich mladý vek, čo bolo doložené i rádiometrickým datovaním na lokalite Krokava (88–118 mil. rokov – $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ – J.Kantor ex A.Vozárová – J.Vozár a kol. 1979).

Prevládajúcim petrografickým typom je všesmerne zrnitý, prípadne slabo usmernený stredno- až drobnozrnný biotitický granodiorit. Mineralogické zloženie: ortoklas, ortoklas-pertit, oligoklas, kremeň, biotit. V malom množstve bol zistený muskovit, flogopit, zirkón, epidot, apatit, granát.

GEMERIKUM

G e l n i c k á s k u p i n a

Spodný devón ?

Vystupuje v úzkom pruhu pri severnom ohraničení mapy regiónu, v izolovaných výskytoch medzi obcami Sirkovský Železník a Ploské a jv. od Brádna. Horninové súbory gelnickej skupiny zobrazené na území regiónu Rimavskej kotliny (obr. 6b) predstavujú len časť jej rozsahu známeho z centrálnej časti gemerika. Na základe litofaciálneho charakteru a štruktúrnej pozície ich L.Snopko (in L.Snopko a kol. 1970, Š.Bajaník a kol. 1979) koreluje s drnavským súvrstvom a T.Gregor (in P.Reichwalder a kol. 1979) so „strednou časťou gelnickej skupiny“ (ekvivalent

súvrstvia Bystrého potoka). Žiadne biostratigrafické údaje neboli dosiaľ z tohto územia získané.

113 Laminované fylity (sericitické, chloritovo-sericitické, kremité)

Výrazne bridličnaté horniny zelenošedej hrdzavohnedej farby. Plochy bridličnatosti majú esovite poprehýbané kľivážou. Vystupujú v najspodnejších častiach výskytov gelnickej skupiny v tejto oblasti. Štruktúra hornín je lepidogranoblastická, zložená predovšetkým z kremeňa, sericitu, chloritu.

112 Metaryolitové tufy, tufity

Predstavujú nízkestupňovo premenené kyslé vulkanoklastiká, ktoré boli ako produkty kyslého vulkanizmu premiestňované spolu s ostatným klastickým materiálom do pôvodného sedimentačného bazénu. Sú to obvykle zmiešané typy sedimentov, v ktorých podiel nevulkanického klastického materiálu varíruje.

Horniny sú svetlošedej a zelenošedej farby, strednoaž hrubozrnné, prípadne jemnozrnné, plošne paralelnej textúry. Štruktúru majú blastokryštaloklastickú a mikrogranolepidoblastickú v základnej hmote. Kryštaloklasty sú tvorené deformovanými porfyroklastmi magmaticky korodovaného kremeňa, sericitizovaného plagioklasu, menej často draselného živca a vzácne takmer úplne rozloženého biotitu. Pri metamorfnej premene základnej hmoty vznikol usmerný agregát kremeňa, sericitu, menej chloritu, karbonátu. Akcesórie: zirkón, rutil. Jemnozrnné variety vulkanoklastických sedimentov boli v pôvodnom stave tvorené vitroklastickým materiálom.

111 Tmavé skrytovrstevnaté fylity (grafitické a sericitovo-grafitické)

Horniny tmavošedej farby, plošne paralelnej textúry, s dobre vyvinutými foliačnými plochami.

Štruktúra lepidogranoblastická. Hlavnými minerálnymi súčasťami sú: kremeň, sericit, grafit a v malom množstve rutil. Miestami je v nich prítomná prímes zrn vulkanogénneho pôvodu.

110 Kryštalické vápence, miestami premenené na ankerity a siderity

Ležia v nadloží vulkanogénneho horizontu. Ich styk s podložím je na niektorých miestach tektonický (P.Reichwalder a kol. 1979).

Kryštalické vápence sú svetlošedej, šedo-zelenkastej a modrastej farby. V blízkosti styku s metaryolitovými

tufmi sú páskovanej textúry s medzivrstvičkami sericito-vo-chloritových fylitov. Smerom do nadložia pribúda v nich grafitickej substancie a pozvoľne prechádzajú do tmavých fylitov.

Premena na ankerity a siderity je nerovnomerná – (jedna z najvýznamnejších oblastí – ložisko Železník). Štruktúra karbonátov je granoblastická. Ako vedľajší minerál je prítomný sericit, kremeň, grafit, pyrit.

109 Lydity, grafitické fylity

Súbor jemnozvrstvených metasedimentov čiernej a čier-nošedej farby. Vyvíja sa pozvoľne z karbonátového horizontu. Grafitické fylity obsahujú laminy karbonátového materiálu a vložky čiernošedých kryštalických karbonátov v hrúbke od niekoľkých cm až do 1 m (T.Gregor in P.Reichwalder a kol. 1979).

Charakteristickým členom tohto súboru sú polohy tenkovrstevnatých lyditov ostrohranného rozpadu. Lydity sú mikrokryštalické, zložené z kremeňa, grafitu, podradne pyritu a šupiniek sericitu. Sú prestúpené systémom tenkých žiliek bieleho kremeňa.

108 Zelené laminované fylity

Vystupujú v najvyššej časti gelnickej skupiny. Sú to horniny výrazne bridličnaté, prevažne laminované. T.Gregor (in P.Reichwalder 1979) predpokladá ich tektonický styk s podložím (k juhu uklonený prešmyk). Po litologickej stránke je to súbor metasedimentov, zložený zo sericitických a chloritovo-sericitických fylitov, lokálne s vložkami kemitých fylitov.

D o b š i n s k á s k u p i n a

Karbón

Súvrstvia dobšinskej skupiny sú rozšírené v podobe súvislého pruhu smeru SV-JZ od Sirku až po Kyjatice. Vystupujú v zložitej tektonickej štruktúre v oblasti bezprostredného násunu gemerika na veporikum (lubenícko-mar-geciánska línia). Na mape regiónu boli kartograficky vymedzené tri súvrstvia dobšinskej skupiny (v zmysle členenia Š.Bajaníka–A.Vozárovej in Š.Bajaník a kol. 1981) – ochtinské, zlatnícke a hámorské súvrstvie (obr. 6b).

Ochtinské súvrstvie

Visén-spodný namúr

Bazálne časti ochtinského súvrstvia sú tvorené šedými, šedozeleňmi pieskovecami, lokálne s vložkami drobnozrnných zlepcov a tmavých grafitických fylitov. Súbor tmavých fylitov a pieskovecov, ktorý sa vyvíja postupne smerom do nadložia, obsahuje už polohy metabazaltových tufov a tufitov. Ďalším výrazným horizontom sú telesá metabazaltov a ich tufov a albito-epidotických amfibolitov. Nad týmto horizontom vystupujú tmavošedé fylity, v ktorých sa postupne objavujú vložky dolomitov a nakoniec mocné telesá dolomagnezitov a magnezitov.

Vek ochtinského súvrstvia bol doložený na základe nálezov fauny z magnezitového horizontu (lok. Poproč, Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk) do namúru B-C (B. Bouček - A. Pribyl 1960). Na základe konodontov (mimo územia listu) bol z najspodnejších častí karbonátového horizontu doložený serpuchov (vrchný visén-namúr A; H. Kozur - R. Mock 1977 - lokalita Ochtiná). Komplexy z podložia magnezitového horizontu možno s určitosťou hodnotiť ako visénske.

E. Planderová (1932) určila zo zárezu štátnej cesty Turčok-Sirk (mimo listu, v blízkosti jeho okraja) sporomorfy veku visén sens.l.

Všeobecne sú sedimenty a vulkanity ochtinského súvrstvia regionálne metamorfované do stupňa strednotlakovej fácie zelených bridlíc.

107 Fylity, metadroby, podradne s vložkami drobnozrnných zlepcov

Šedé, zelenošedé, výrazne metamorfne usmernené horniny, pôvodne pieskovcové a pieskovcovo-bridličnaté sedimenty, miestami s vložkami drobnozrnných zlepcov. V celom súbore sa nachádzajú polohy obohatené o grafitickú substanciu. Štruktúra hornín je blastopsamitová, blastopsefitopsamitová, lepidogranoblastická, nerovnomerne zrnitá. Minerálne zloženie zrn: prevláda kremeň, vedľajšou stavebnou zložkou sú plagioklasy (An_{14-28}), draselné živce, mikroperitity, sporadicky sa nachádza klastická sľuda. V hrubozrnných varietách sedimentov sú bežné intraklasty čiernych grafitických bridlíc.

Pri nízkostupňovej premene základnej hmoty vznikol kremeň, sericit, chlorit, grafit, epidot a karbonát.

Fylity majú typickú plošne paralelnú textúru. Ich štruktúra je tvorená mikrolepidogranoblastickým agregátom kremeňa, sericitu, chloritu, grafitu, rutilu. Sporadicky sú vyvinuté xenoblasty albitu, epidot a karbonáty.

103 Tmavošedé fylity striedané s metamorfovanými pieskovecami

Súbor metamorfovaných sedimentov, pôvodne pieskovcov a bridlíc, všeobecne bohatých na grafitickú substanciu. Vo vrstevnom slede tvoria viacero horizontov. Najmohutnejší z nich sa nachádza v nadloží hlavného vulkanogénneho horizontu. Sú intenzívne deformované, výrazne bridličnaté. Pôvodne klastické zrná sú silne deformované a tvorí ich predovšetkým kremeň, v menšej miere živce a klastická sludá. Pri metamorfnej premene vznikol kremeň, sericit a grafit, ktoré sa koncentrujú pozdĺž plôch bridličnatosti.

Tmavošedé fylity obsahujú miestami tenké vložky silne grafitických vápencov alebo karbonátovo-grafitických fylitov (P.Reichwalder a kol. 1979).

105 Chloritické, chloritovo-sericitické fylity s polohami metabazaltových tufov

Horniny šedozelenej farby, výrazne bridličnatej textúry. Predstavujú súbor epimetamorfovaných jemnozrnných sedimentov s premenlivou prímiesou bázického vulkanoklastického materiálu, striedajúcich sa s polohami resedimentovaných bázických vulkanoklastík. Fylity majú lepidoblastickú, granolepidoblastickú, mikrovráskovanú textúru. Asociácia nízkometamorfných minerálov: chlorit, kremeň, sericit, sporadicky xenoblasty albitu. Vzácné sú zachované relikty klastických zrn kremeňa a plagioklasu. Pri premene bazaltových tufov vznikla minerálna asociácia: albit, epidot, chlorit, karbonáty.

Len vzácné zostali zachované relikty vulkanoklastickej štruktúry.

104 Metabazalty, metabazaltové tufy, albit-epidotické amfibolity

V ochtinskom súvrství vystupujú vždy v podloží karbonátového horizontu.

Metabazalty sú zväčša jemnozrnné horniny zelenej farby, na zložení ktorých sa podieľa chlorit, albit, epidot, kalcit, v malom množstve obecný amfibol, leukoxén, titanit. V reliktoch je zachovaná porfyrická, prípadne mikrodole-ritová štruktúra.

Albit-epidotické amfibolity majú nematogranoblastickú štruktúru, s typickou minerálnou asociáciou: epidot - obecný amfibol-albit a v malom množstve kremeň.

103 Organogénne vápence premenené na magnezity

Výrazný stratifikačný horizont, v podloží ktorého sa vyskytujú grafitické fylity, dolomitické vápence a dolomity, v ktorých sa nachádzajú známe lokality s faunou

(Sirk, Ploské, Ratkovská Suchá Burda a Bradno). Mineralogicky je hlavná masa karbonátov tvorená dolomitom a magnezitom. Podrobnú mineralogickú charakteristiku magnezitových telies spracoval I.Varga (1965). Geologicko-ložiskové pomery magnezitov spracoval A.Abonyi (1971). V nadloží karbonátového horizontu nastupuje poloha hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepencov, ktorá nie je osobitne kartograficky vyčlenená. A.Abonyi in A.Abonyi a kol. (1972) koreluje časove tieto sedimenty s bazálnym zlepencom od Dobšinej a Rudnian (rudnianske súvrstvie v zmysle Š.Bajaník-A.Vozárová in Š.Bajaník a kol. 1981).

Zlatnícke súvrstvie

Vymedzené bolo hlavne v oblasti juhovýchodne od Bradna. Zložené je z fylitov a metamorfovaných pieskovcov, v ktorých sa nachádzajú polohy tenkodoskovitých kryštalických vápencov a lokálne i metabazaltových tufov a tufitov. V spodných častiach zlatníckeho súvrstvia sa v tejto oblasti vyskytujú vrstvy metamorfovaných drobnozrnných zlepencov a hrubozrnných pieskovcov, nie je vylúčené, že ide práve o vyššie spomenutý ekvivalent rudnianskeho súvrstvia.

Vek zlatníckeho súvrstvia na zobrazených výskytoch nebol paleontologicky doložený. Na základe superpozície sa uvažuje, že je mladšie ako magnezitový horizont s faunou.

102 Fylity, metamorfované pieskovce, lokálne polohy metazlepencov

Súbor metamorfovaných klastických sedimentov, ktoré sa od podobných typov z podložia líšia relatívne nižším obsahom grafitickej substancie a vyšším obsahom zrn kremeňa.

Medzi fylitmi prevládajú variety kremito-sericitické a sericitické s prímiesou grafitu. Metamorfované pieskovce sú relatívne bohatšie na živcový klastický detritus.

101 Fylity, grafitické fylity, metamorfované pieskovce

Vystupujú prakticky v celom profile súvrstvia. Sú to horniny šedej, tmavošedej, prípadne zelenošedej farby a bridličnatej textúry.

Základnou stavebnou zložkou je kremeň, sericit, grafitická substancia, v menšom množstve chlorit. Relikty klastických zrn piesčitej veľkosti: kremeň, plagioklasy, muskovit.

100 Chloritické fylity, metabazaltové tufy a tufity

Horniny zelenej, zelenošedej farby, jemnozrnné, metamorfne usmernenej textúry.

Štruktúra je lepidogranoblastická, nematolepidogranoblastická. Vzácné sú zachované relikty vulkanoklastickej štruktúry.

Charakteristická minerálna asociácia: chlorit, kremeň, sericit, karbonáty, aktinolit, epidot, albit.

99 Lavicovité a doskovité kryštalické vápence

Svetlošedé, šedé, modrošedé kryštalické vápence, typické jemnelaminovanou textúrou. Striedajú sa, prípadne laterálne prechádzajú do okolitých klastických sedimentov. Tmavšie laminy sú tvorené pôvodne ílovitým materiálom rekryštalizovaným na sericit.

Hámorské súvrstvie

Na mape regiónu sú zachované len tektonicky reduované zvyšky, na styku s mezozoickými komplexmi meliatskej skupiny pozdĺž hrádocekej línie. Pôvodne boli vyčlenené A.Abonyim (in A.Abonyi a kol. 1972) ako tzv. vrchné súvrstvie.

98 Grafitické fylity cyklicky striedané s metamorfovanými pieskovecami

Súbor šedo- a tmavošedo sfarbených hornín, pôvodne cyklicky zvrstvených bridlíc a pieskovecov. Len lokálne sa vyskytujú na báze cyklov polohy drobnozrnných piesčitých zlepcov. Pieskovce obsahujú okrem klastických zrn kremeňa aj živce, muskovit, lokálne úlomky fylitov a epikvarcitov.

Asociácia nízkometamorfných minerálov: kremeň, sericit, len v malom množstve chlorit. Charakteristická je prímies grafitu.

Gočaltovská skupina

Perm—spodný trias?

Vystupuje v území medzi Sirkom a Jelšavou. Spočíva diskordantne na svojom podloží — gelnickej skupine. Na mape regiónu vystupujú obe čiastkové litostratigrafické jednotky gočaltovskej skupiny (obr. 6b): rožňavské súvrstvie a štítnické súvrstvie (v zmysle členenia A.Vozárovce—P.Reichwaldera in Š.Bajaník a kol. 1981).

Rožňavské súvrstvie

Predstavuje bazálne časti gočaltovskej skupiny. V tejto časti výskytov dosahuje hrúbku asi 200 m. Zložené je prevažne z drobnó- a strednozrnných zlepenčov, ktoré smerom do nadložia sú pozvoľne vystriedané pieskovcami, piesčitými bridlicami. Len lokálne je na báze vyvinutý horizont masívnych pieskovcov (oblasť s. od k. Ostrá Skal-ka). Význačnými horizontmi sú dve polohy kyslých vulkano-klastík, len miestami v sprievode tenkých vylevných telies.

Vek súvrstvia bol doložený palinologicky mimo územia mapy ako stefan C-D-autun (E. Planderová 1980).

97 Metamorfované kremenné droby

Majú šedú a fialovošedú farbu, sú celistvé s ostro-hranným rozpadom. Podstatnou minerálnou zložkou piesčitej frakcie sú zrná kremeňa. Vzácné zachovaný tmel je kremitý a hematitový. Vystupujú lokálne na báze rožňavského súvrstvia.

96 Metamorfované zlepence drobnó- a strednozrnné

Všeobecne sú oligomiktné, svetlošedej, hrdzavošedej farby a hrubovrstevnatej textúry. Percentuálne zastúpenie valúnového materiálu v nich sa mení v rozsahu 50–70 %. Petrografické zloženie valúnového materiálu je monotónne – kremeň a metamorfované pieskovce, ktorých v bazálnych častiach relatívne pribúda. Lokálne sa na báze rožňavského súvrstvia vyskytujú šošovky polymiktných zlepenčov, ktoré vo valúnovom materiáli obsahujú kremeň, metamorfované kremenné a litické droby, metamorfované hematitové pieskovce a fylity, svetlošede a zelenošede fylity. Základná hmota, pôvodne piesčitá, je metamorfne rekryštalizovaná. Opracovanie valúnov je všesmerne nízke (A. Vozárová 1973).

95 Metamorfované piesčité zlepence

94 Metamorfované pieskovce

Obidva typy sedimentov sa vyvíjajú pozvoľne zo zlepenčového horizontu. Charakteristické sú výskytom dobre zachovaných sedimentárnych cyklov, typických pre model divokých riek. Cykly v hrúbke 1,5–3,0 m sú v bazálnych častiach tvorené piesčitými zlepencami a smerom do vrchných častí prechádzajú do pieskovcov. Časté je horizontálne zvrstvenie a tiež šikmé zvrstvenie konkávneho typu. Na mineralogickom zložení piesčitej a zlepenčovej frakcie sa zúčastňuje predovšetkým kremeň, z úlomkov hornín metamorfované pieskovce, metakvarcity.

93 Metamorfované pieskovce s polohami bridlíc

Vystupujú v najvrchnejších častiach rožňavského súvrstvia. Po petrografickej stránke zodpovedajú pieskovce epimetamorfovaným kremenným drobám. Jemnozrnné sedimenty, pôvodne piesčité bridlice, boli zmenené na kremito-sericitické fylitické bridlice.

92 Metamorfované pieskovce, piesčité bridlice s polohami metaryolitových tufov

Pieskovce a piesčité bridlice majú podobné zloženie ako predtým opísané sedimenty. Metaryolitové tufy popolovej a piesčitej zrnitosti tvoria s nimi jeden komplex. Vulkánoklastiká fialovošedej a zelenošedej farby boli zistené v dvoch horizontoch. Tenké šošovky tufov piesčitej zrnitosti sa nachádzajú lokálne v podloží zlepencového horizontu a o niečo výraznejšie polohy v jeho nadloží, v komplexe pieskovcov a piesčitých bridlíc.

Kryštaloklasty sú tvorené prevažne magmaticky korodovaným kremeňom. Základná hmota pôvodne vitroklastická je metamorfne rekryštalizovaná na mikrokryštalický kremeňovo-sericitový agregát. Kryštaloklasty plagioklasov (albit-oligoklas) a albitizovaného draselného živca zostali zachované vzácné.

91 Metaryolity

Ojedinele sa vyskytujúce tenké telesá (10–15 m) fialovošedej farby, kompaktné, blastofelzitickej štruktúry. Pôvodne sklovitý materiál je rekryštalizovaný, slabo anizotropný. V ňom sú nepravidelne rozmiestnené šupinky sericitu, produkty premeny po kryštalitoch plagioklasov. Rekryštalizovaná sklovitá hmota je bohatá na odmiešaný hematitový pigment.

Štítnické súvrstvie

Predstavuje vrchnú časť gočaltovskej skupiny. Na zobraznom území vystupuje západne od Jelšavy. Sedimenty boli zaradené do tohto komplexu na základe korelácie a výskytmi z oblasti Štítnika, odkiaľ z najvrchnejších častí štítnického súvrstvia, ktorých ekvivalenty nie sú z územia známe, boli získané sporomorfy až spodnotriassového veku (E.Planderová 1980).

90 Bridlice sericitické a chloritovo-sericitické

Hrdzavošedé, zelenošedé horniny bridličnatej textúry

ry. V súbore bridlíc sa nachádzajú polohy jemnozrnných pieskovcov.

Klastická prímes piesčitej veľkosti je tvorená kremeňom a úlomkami albiticky lamelovaných plagioklasov. Prevažujúca, pôvodne ílovitá hmota je metamorfne rekryštalizovaná na agregát sericitu, kremeňa, rutilu, chloritu, karbonátu, vzácné stilpnomelanu. Pri nízkometamorfnej preme vznikli aj drobné porfyroblasty albitu.

M e l i a t s k a s k u p i n a

Trias

V severozápadnej časti územia slabometamorfované horniny meliatskej skupiny sa vyskytujú na rôznych, plošne málo rozsiahlych lokalitách. Majú charakter prevažne výrazných tektonických šupín, vystupujúcich spod silického príkrovu. Bridličnaté, karbonátové a kremité horniny meliatskej skupiny zaberajú celý interval triasu (obr. 6b).

89 Vápencovo-bridličnaté vrstvy (spodný trias)

Sú najspodnejším členom meliatskej skupiny, ktorý sa pravdepodobne vyvíja priamo z vrchnej časti štítnického súvrstvia gočaltovskej skupiny (západne od Jelšavy). Podložie vrstiev je však na väčšej časti listu tektonicky odstránené, resp. jeho prítomnosť nie je spoľahlivo dokázaná. Smerom do nadložia pozvoľne prechádza do slienitých a piesčito-vápencových vrstiev.

Dominantným litologickým typom vrstiev sú sivozelené, sivé, fialovosivé bridlice s medzivrstvičkami sivých vápencov. Miestami, prevažne v spodnej časti vrstiev karbonáty chýbajú.

88 Slienité a piesčité vápencové vrstvy (spodný trias)

Vrstvy sú charakterizované piesčitými vápencami žltohnedej farby. Vápence sú často slienité, miestami s medzivrstvičkami alebo šupinkami sivozelených alebo tmavosivých bridlíc, miestami obsahujú aj šošovky svetlých kryštalických vápencov. Vo vyššej časti súboru sa často objavujú rauvaky a brekciovité vápence tektonického pôvodu.

Smerom do nadložia prechádzajú do žltohnedých a sivých dolomitov. Dolomity na území listu na povrch nevystupujú, boli však navrtnané vo vrte MEL-1 pri Meliate.*

* Sú vyjadrené iba v geologickom reze (87').

V opísaných vrstvách skameneliny doteraz neboli nájdené, do spodného triasu sme ich zaradili na základe pozície (ležia v podloží svetlých kryštálických vápencov a dolomitov) a analógie s inými výskytmi (Honce, Turnianska kotlina).

87 Svetlé kryštálické miestami dolomitizované vápence (spodný anis)

Tvorí výrazný stratigrafický horizont meliatskej skupiny, na území listu sa vyskytujú takmer na každej lokalite (Čoltovo, Meliata, Riedka dolina, Držkovce, Jelšava, Rákoš, Striežovce) vo forme tektonických šupín (Meliata) alebo bradiel v bridličnatých horninách (Držkovce, Rákoš). Hrúbka pravdepodobne presahuje 100 m.

Sú svetlosivé, prípadne až biele, masívne, zriedkavo hrubolavicovité, silne rekryštalizované, často hrubokryštálické. Miestami, pravdepodobne v spodnejších častiach, obsahujú sivú alebo žltohnedú dolomitickú prímes. Vo vrchnej časti súboru sa objavujú pružky a fliacky červenkastých bridlíc a červenohnedých vápencov (výplne puklín), ktoré obsahujú pelsónske konodonty *Gondolella bulgarica*, *Neospathodus kockeli*, *Neohindeodella aequiramosa* (Meliata – R.Mock 1980, Držkovce – Ľ.Gaál in J.Mello a kol. 1983). Svetlé kryštálické vápence žiadne skameneliny neobsahujú, ich pôvodná štruktúra je úplne zotretá rekryštalizáciou. Pravdepodobne išlo o plynkovodné vápence.

V nadloží svetlých kryštálických vápencov na lokalite Meliata vystupuje tenký (asi 2 m) horizont červených doskovitých vápencov so sivými škvrnami. Pre malú hrúbku a malé plošné rozšírenie sme ich od podložia kartograficky neoddelili. Usadili sa v pelagickom prostredí. Obsahujú totožnú konodontovú mikrofaunu s podložnými vrstvami (pozri vyššie, R.Mock 1980), na základe čoho sú zaraďované do pelsónu. Usudzujeme preto, že vek podložných svetlých kryštálických vápencov je spodnoaniský.

86 Pestré silicity (ilýr–kordevol)

Súbor pestrých, prevažne červených silicitov meliatskej skupiny vystupuje v okolí Meliaty, Držkoviec, pri Bretke, Bohúňove a západne od Jelšavy. Známe sú prevažne vo forme izolovaných výstupov s tmavými bridlicami, v ktorých často tvoria bradlá. V Meliate je ich spodná časť reprezentovaná červenými, hematitom obohatenými doskovitými silicitmi s tenkými vložkami červených bridlíc. Mikroskopicky podľa K.Borzu (1966) majú silicity organogénnu štruktúru s rádioláriami a ihlicami húb. Sú tvorené kryptokryštálickým, mikrozrnným a krátkovláknitým chalcedónom.

Vo vyššej časti obsahujú polohy červených silicifikovaných vápencov so zachovanou pôvodnou mikrofaciou: filamentový mikrit s globochétami a rádioláriami.

Silicity a rádiolarity popri dominantnej červenej farbe sú tiež zelené, svetložlté, biele i tmavosivé (napr. pri Držkovciach, južne od Meliaty a i.).

Presná stratigrafická pozícia jednotlivých výskytov a typov nie je doposiaľ spoľahlivo doriešená. Pri Držkovciach na základe rádiolárií *Oertlispongia inaequispinosa*, *Falcispongia calcaneum*, *Eptingium manfredi* a pod. z červených rádiolaritov bol dokázaný vek ilýr—spodný fasan (P. Dumitrica—J. Mello 1982). Z Meliaty (typového profilu) z červených kemitých vápencov vyššej časti súboru pochádza konodont *Gondolella oertli*, ktorý svedčí o karnskome veku (R. Mock 1980). Ich hornú hranicu určujú tmavosivé doskovité vápence s kordevolsko—tuvalskou konodontovou mikrofaunou.

84 Tmavosivé rohovcové vápence (kordevol—tuval)

Na území mapy sú známe len z dvoch lokalít: Meliata a Striežovce.

V Meliate, kde ležia v stratigrafickom nadloží pestrých silicítov, sú tmavosivé, doskovité, miestami hľuznaté s rohovcovými konkréciami. Ich hrúbka je asi 3 m, vrchná časť je však obmedzená zlomom. Obsahujú konodonty, medzi inými *Gondolella tadpole* a *G. polygnathiformis*, ktoré dokazujú vek kordevol—jul (R. Mock 1980).

Juhovýchodne od Striežoviec je zachovaná vrchná časť súboru. Podložie tu nie je známe, smerom do nadložia prechádzajú do sivých alodapických vápencov. Tmavosivé vápence vystupujú na oboch brehoch potoka Blh, sú doskovité, rohovcové, často s článkami krinoidov. Pod mikroskopom sú rekryštalizované, spravidla s výrazne usmernou štruktúrou a častými prierezmi polysynteticky lamelovaných kolumnálií krinoidov. Obsahujú konodonty *Gondolella praeangusta*, *G. polygnathiformis*, *G. noah*, ktoré poukazujú na vek jul—stredný tuval (Ľ. Gaál 1982b).

Celková hrúbka súboru pravdepodobne nepresahuje 15—20 m.

83 Sivé, miestami rohovcové a alodapické vápence (tuval—spodný norik)

Z územia mapy sú známe len z lokality Striežovce. Sú sivé, svetlosivé, zriedkavo tmavosivé doskovité, miestami s vrstvičkami alebo šošovkami svetlosivých rohovcov. Svetlosivé časti sa miestami javia takmer masívne. Často sú mierne prekremené, vyskytujú sa aj polohy so slabou slienitou prímiesou. Ich alodapický charakter sa miestami prejavuje s náhlymi a gradačnými zmenami v hrúbke zrnitosti a akumuláciami článkov krinoidov. Signalizuje to

porušenie sedimentačného pokoja, ktoré vrcholilo tvorbou vápencových olistolitov v tmavosivom bridličnatom súbore.

Opísané vápence sú pod mikroskopom silne, ale v nerovnakej miere rekryštalizované, spravidla s prierezmi krinoidových článkov, miestami s drobnou až kryptokryštalickými šmuhovými štruktúrami. V rohovcoch sú časté zrnká autigénneho, v menšom množstve pravdepodobne i detritického kremeňa a plagioklasu.

Ich najspodnejší súbor obsahuje konodonty *Gondolella noah*, *G. nodosa*, *G. aff. oertli* veku najvyšší luval, vyššia časť *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. abneptis spatulatus* a *M. primitius*, ktoré poukazujú na spodný norik (L. Gaál 1982b). Nakoľko podložie opísaných vápencov na lokalite Striežovce na povrch nevystupuje, ich hrúbka nie je priamo zistiteľná. Predpokladáme, že nepresahuje 100 m.

85 Tmavosivé bridlice (?ladin-rét)

Na území mapy sú známe z väčšiny lokalít meliatskej skupiny. V podloží tretohorných sedimentov Rimavskej kotliny boli zistené vo vrte EUP-2 (Vyšné Valice).

Najkompletnejší súbor tmavých bridlíc je zachovaný na typovej lokalite meliatskej skupiny v Meliate. Prejavuje sa tu flyšoidný charakter súboru, v spodnej časti so slienitou prímiesou a alodapickými vrstvami, prípadne olistolitmi tmavosivých vápencov.

Bridlice sú tmavosivé, zriedkavo zelenkasté, ílovité, až piesčité. Navetrané časti majú miestami hnedú až žltú hnedú patinu (Striežovce, Držkovce). Mikroskopicky podľa K. Borzu (1966) základnú hmotu tvorí pelitový materiál tmavo sfarbený organickými látkami. Okrem ílových minerálov obsahuje zrnká klastického kremeňa, muskovitu, biotitu, chloritu, ojedinele rutilu. Z autigénnych minerálov sa tu nachádza roztrúsený pyrit a turmalín (l.c.). Opísaný bridličnatý komplex pri Meliate obsahuje aj vložky tmavých silicítov, pri Čoltove svetlosivých vápencov. Z vápencových vložiek, ktoré v Meliate vystupujú v spodnej časti súboru tmavých bridlíc, boli získané konodonty *Gondolella steinbergensis* a *Metapolygnathus mosheri*, ktoré svedčia o sevatskom veku (R. Mock 1980). Zo svetlých vápencových vložiek opísaného súboru boli z rokly pri Čoltove získané ďalšie konodonty z karnu a stredného norika (*Gondolella cf. praeangusta*, *G. foliata*, resp. *Metapolygnathus abneptis*, *M. posterus*, *G. navicula* a iné - J. Mello-L. Gaál 1984).

Predpokladáme, že súbor tmavosivých bridlíc je čiastočne v laterálnom vzťahu so stredno- a vrchnotriasovým silicítovo-vápencovým súborom. Počnúc od ladinu bridlice miestami postupne nahradili silicítovú a karbonátovú sedimentáciu, na východe (Turnianska kotlina, Hačava) s podmorskou vulkanickou činnosťou, ktorá práve spôsobila vznik silicítov.

V súbore tmavosivých bridlíc pri Meliate a Čoltove sú známe aj menšie telieska diabázov. Sú zrnité alebo celistvé, zelenej, hnedej, prípadne hnedozelenej farby. Vyskytujú sa tiež variolity so šedobielymi alebo hnedastými guľočkovitými variolami. Sú v nich rozlíšené intersertálne, divergentné, arborescentné, sferolitické a variolitické štruktúry, bežné pri spilitických horninách a poduškových lávach tzv. pillow lava (J. Kantor 1955). Svedčia o neobyčajne rýchlom tuhnutí. Pri Čoltove obsahujú xenolity silicitov, ktoré nasvedčujú tomu, že k erupciám došlo aspoň sčasti po sedimentácii silicitov.

SILICKÝ PRÍKROV

Horniny silického príkrovu sú z predtretiohorných útvarov regiónu plošne najrozšírenejšie. Na povrch vystupujú v severovýchodnej časti, ale tvoria aj prevažnú časť podložja Rimavskej kotliny.

Silický príkrov je na území regiónu budovaný klastickými, ojedinele vulkanogénnymi horninami paleozoika pri Brusníku, bridličnatými a karbonátovými horninami triasu a na malých plochách sú zachované aj výskyty jury. Mezozoikum silického príkrovu regiónu je rozčlenené do dvoch čiastkových faciálnych celkov: faciálna oblasť Slovenskej skaly a plešivská faciálna oblasť (obr. 6c).

S t a r š i e p a l e o z o i k u m

S2 Metasedimenty gelnickej skupiny v brusníckej antiklinále – nečlenené

Rytmicky zvrstvené súbory metamorfovaných fylitov, podradne s polohami lydítov, kryštalickejších vápencov a metaryolitových tufov. Z uvedeného súboru neboli doteraz získané žiadne paleontologické údaje. L. Snopko (in L. Snopko a kol. 1970) koreluje i tento výskyt s drnavským súvrstvom.

P e r m

Brusnícke súvrstvie

Vystupuje po oboch krídlach antiklinálnej štruktúry

pri Brusníku. Je to súbor prevažne hruboklastických sedimentov, cyklickej stavby, s výrazným trendom zmenšovania veľkosti zŕn smerom do nadložia. Rozlíšené boli tri sedimentačné cykly vyššieho rádu, z ktorých každý je na báze zložený z polymiktných zlepcov, piesčitých zlepcov, vyššie z pieskovcov a v najvyššom cykle z pieskovcov a bridlíc. Biostratigraficky vek brusníckeho súvrstvia nebol doložený. O permskom veku sa uvažuje len na základe jeho litologického charakteru a superpozície. Leží diskordantne na gelnickej skupine, ktorá vystupuje v jadre antiklinály a v podloží pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu, s ktorými javí litologickú spätosť.

Na základe litologického charakteru možno brusnícke súvrstvie korelovať s výskytmi gočaltovskej skupiny.

81 Polymiktné zlepenca a

80 Piesčité zlepenca lokálne s tenkými polohami kyslých vulkanoklastík

Červenošedo sfarbené hruboklastické sedimenty, slabo vytriedené, so slabo opracovanými klastickými časticami. Petrografické zloženie valúnového materiálu: kremeň, sivé kremenné droby, fialovošedé pieskovce s hematitovým pigmentom, hematitické pieskovce a bridlice, felzitické metaryolity, metaryolitové tufy a tufity, kremité a sericitické fylity. J.Chmelík a J.Jablonský (1963) okrem toho opísali úlomky čiernehošedých lyditov a bližšie neurčiteľný úlomok bázika?

Zlepenca a piesčité zlepenca vystupujú na báze troch cyklov vyššieho rádu. V piesčitých zlepencoch druhej polohy a lokálne i v jej nadloží sa vyskytujú tenké vrstvy nerovnomernej hrúbky redeponovaných jemnozrnných metaryolitových tufov.

Sú fialovošedej farby, blastovitroklastickej štruktúry. Kryštaloklasty prachovitej veľkosti sú tvorené kremeňom, menej často plagioklasom.

79 Pieskovce

Tvorí nepravidelné vložky v zlepencoch, hrubé asi 50 m, vo vrchných častiach prvého a druhého cyklu. Sfarbené sú do červenošeda. Štruktúra je blastopsamitová, zložená zo zŕn kremeňa, klastickej sludy a úlomkov hornín (metaryolitov, metakvarcitov, sericitických fylitov, vulkanoklastík). Základná hmota je rekryštalizovaná na kremeňo-sericitový agregát, obohatený o hematitový pigment.

78 Bridlice, pieskovce s polohami a) karbonátov, b) vulkanoklastických sedimentov

Predstavujú najvyššie časti brusníckeho súvrstvia a zasahujú vekove azda až do spodného triasu. Pieskovce sú červenošedé a fialovošedé. Petrograficky zodpovedajú fylitickým drobám. Minerálne zloženie zrn: kremeň, felzitic-ké ryolity, rekryštalizované vulkanické sklo, sericitické fylity, klastická sluda.

V bridliciach je časť pôvodného ílového materiálu rekryštalizovaná na illito-sericitový agregát. Obsahujú prímies zrn prachovej veľkosti.

Acidné vulkanoklastiká tvoria tenké (1-2 m) nepravidelné polohy. Predstavujú premiestnený intraformačný materiál.

Karbonáty sa vyskytujú v podobe tenkých šošoviek maximálne 1 m hrúbky. Textúru majú detritickú, heterokryštalickú, miestami kryptokryštalickú. Obsahujú fialovošedo sfarbenú prímies ílového materiálu. Časti rekryštalizované sú svetlejšie sfarbené. V jemnozrnej karbonátovej hmote sú rozmiestnené väčšie idiomorfne kryštály dolomitu a alotriomorfne zrnká kremeňa.

T r i a s

76 Piesčito-bridličnaté vrstvy s evaporitmi (griesbach-?namal)

Sú najspodnejším triasovým členom silického príkrovu. Predpokladáme ich priamy vývin z permských pieskovcov a zlepcov v okolí Brusníka. Vrstvy dosahujú hrúbku 400-600 m a tvoria hlavne široké antiklinálne pásma smeru VSV-ZJZ. V podloží terciéru Rimavskej kotliny sa koncentrujú prevažne na južnú časť (vrty BČ-2, MJČ-1), v antiklinálnych pásmach sa vyskytujú aj v centrálnej a severnej časti.

Z litologického a petrografického hľadiska sú vrstvy tvorené pestrými ílovitými, aleuritickými až piesčitými bridlicami, ktoré obsahujú nepravidelné polohy pieskovcov. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj tenké slienité vložky. Pri Bohúňove a Gemerskej Vsi sú v nich vyvinuté mocné polohy sadrovcov a anhydritov, miestami s chemogénnymi vápencami, hematitovými, prípadne barytovými akumuláciami.

Bridlice sú rôznej farby a zrnitosti. Najčastejšie sa striedajú fialové so zelenými, známe sú však mocné polohy sivých, miestami až tmavosivých bridlíc. Sú prevažne aleuritovej veľkosti s gradačným prechodom do pelitovej alebo psamitovej frakcie. Na vrstevných plochách sú časté akumulácie svetlých slúd. Tvoria ich kremeň, živce, sludy, prípadne chlorit a akcesórie: zirkón, rutil, apatit, turmalín. Často obsahujú tenké útržky limonitu, limonitizovaného hematitu.

Pieskovce sú najčastejšie sivé, zriedkavejšie červen-

kasté. Petrograficky zodpovedajú kremenným drobám. Ich podstatnou zložkou je kremeň, ale obsahujú zväčša albiticky lamelované plagioklasy, svetlú sľudu, podradne pertity a draselné živce, akcesoricky zirkón a rutil.

Prevažná časť evaporitov je známa z fialových a zelených bridlíc (vrty Š-7 až 49 a VŠ-1 pri Šankovciach, VB-20, SA-2 až 8, SA-12 až 16 a VPS-4 až 12 pri Bohúňove). Početnými vrtmi však boli zistené i v prostredí tmavosivých a sivozelených bridlíc, často so silicitmi, ojedinele i so serpentinitmi (VPS-2, SF-3, VB-2, VB-9, G-26), čo bolo dôvodom ich zaradenia k meliatskej skupine (J. Bystrický-O. Fusán 1961, J. Bystrický-V. Oravcová 1962 a i.). V súčasnosti predpokladáme ich výskyt v spodnom triase silického príkrovu, z ktorého však počas mladších alpínskych tektonických pohybov v dôsledku silného tlakového napätia miestami mechanicky prenikli do okolitých bridličnatých hornín meliatskej skupiny. V bridliciach spodného triasu meliatskej skupiny však ich primárna prítomnosť nie je úplne vylúčená.

Presné stratigrafické začlenenie opísaného pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia v dôsledku nedostatku stratigraficky cenných skamenelín je veľmi obťažné. Spodnotriasový vek dokazujú lastúrniky *Claraia clarai*, *Cl. aurita*, *Unionites canalensis*, *Entolium discites microtis*, *Eumorphotis hinnitidea* a iné z lokality Hucín, Riedka dolina (J. Bystrický 1958) alebo *Claraia clarai*, *Unionites fassaensis* a iné z Držkoviec (J. Bystrický 1959, M. Kochanová in A. Began 1963). Za ich spodnú hranicu považujeme pieskovce a zlepenice permu pri Brusníku, horná hranica súboru však doteraz nie je ani litologicky ani faunisticky jednoznačne definovaná. Nálezy *Claraia clarai*, ktoré poukazujú na spodnú časť spodného triasu (seis) sú lokálne. Opísané súvrstvie sme preto vymedzili len litologicky, za hornú (pozvoľnú!) hranicu považujeme úplné vymiznutie fialových bridlíc a nástup slienito-vápencového súvrstvia žltých, žltohnedých farieb (kampilských vrstiev).

75 Slienito-vápencové vrstvy (?namal-spat)

Sú z nich tvorené ramená synklinál, prípadne plytšie synklinály (rybnická). Na území regiónu sa ich hrúbka pohybuje medzi 200 a 400 metrov.

Vrstvy sú charakterizované súborom slienitých bridlíc, ktoré obsahujú šošovky a vložky sivých, lokálne tmavých, často slienitých vápencov. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj sivé dolomity a rauvaky. Časť z nich je pravdepodobne tektonického pôvodu.

Bridlice sú žltohnedé, sivé alebo sivozelené, slienité, ale vyskytujú sa i tenké polohy ílových bridlíc. V oblastiach postihnutých metamorfózou (Sása, Lipovec) obsahujú tmavozelené šmuhy a žilky chloritu. Smerom k podložiu miestami pribúdajú svetlé sľudy.

Prechodný komplex pestrých bridlíc a piesčitých vá-

pencov (J. Bystrický 1964) netvorí na území mapy mapovateľný výrazný horizont a jeho lokálne výskyty sú preto pričlenené k opísaným vrstvám.

Na rozdiel od oblasti Slovenského krasu predmetné územie nevyniká významnými lokalitami fosílií. Bežné a charakteristické druhy – *Costatoria costata* a *Gervillia* sp. – boli nájdené jz. od Držkoviec a sv. od Rybníka (M. Kochanová in A. Began 1963), ako aj j. od Jelšavy (J. Bystrický 1964).

73 Gutensteinské vápence (egej-bityn)

Na území listu sú najrozšírenejšie v licinskej synklinále (hlavne v jej západnej časti), ale v menších odkryvoch vystupujú aj pri Hrušove, Bretke, Bohúňove a v okolí Meliaty. V sáskej synklinále podradne s gutensteinskými dolomitmi sú slabo metamorfované. Boli identifikované aj vo vrte Š-42 v podloží terciéru Rimavskej kotliny.

Sú tmavosivé, sivé, doskovité, často s bielym kalcitovým žilkovaním. Obsahujú spravidla bituminóznú prímes. V súvrství sa miestami objavujú svetlosivé, ružovkasté, červenkasté alebo škvrnité vápence (Hrušovo, j. od Držkoviec). Hrúbka vápencov je 80 až 150 m.

V málo rekryštalizovaných častiach sa vyznačujú veľkou štruktúrnou a mikrofaciálnou variabilitou. Všeobecne sú rozšírené laminárne, šmuhovité, bioturbačné, pseudoolitické, chumáčkovité a konvolútne štruktúry, ktoré svedčia o plytkom sedimentačnom prostredí. More však bolo málo vetrané, pravdepodobne i presolené, čo bolo dôvodom dnešného všeobecného nedostatku skamenelín v súvrství. Vo výbruse sa len ojedinele vyskytujú ostrakódy, foraminifery a zvyšky lastúrníkov. Paleontologicky sú bezpečne doložené len nadložné steinalmské vápence.

72 Gutensteinské dolomity (egej-bityn)

V synklinále Troch peniažkov a v sáskej synklinále majú prevahu nad gutensteinskými vápencami, ba miestami ich aj nahrádzujú a vystupujú v priamom podloží steinalmských vápencov. Predpokladáme preto ich vekovú rovnocennosť s gutensteinskými vápencami. V porovnaní s nimi sú však stopy metamorfozy na dolomitoch menej badateľné.

Sú sivé, tmavosivé, jemnozrnné, často zreteľne doskovité. Na území listu v nich neboli nájdené žiadne skameneliny.

71 Steinalmské vápence (?bityn-ilýr)

Koncentrujú sa v jadrách, prípadne na krídlach synklinál. Tvoria priame nadložie gutensteinských vápencov, resp. dolomitov.

Sú svetlosivé, miestami mierne ružovkasté alebo hnedasté, spravidla masívne. Vo faciálnej oblasti Slovenskej skaly sú postihnuté slabou dynamometamorfózou, ktorá zotrela štruktúrne a mikrofaciálne znaky. V plešivskej faciálnej oblasti ide o riasové alebo riasovo-foraminiforové biopelmikrity, často s prechodom k riasovým stromatolitom, prípadne loferitovým zlepencom.

Z územia listu boli mikroskameneliny získané z dvoch lokalít. Severne od Meliaty steinalmské vápence obsahujú dasykladacey *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata* a *Ph. pauciforata* var. *gemerica* (J. Bystrický 1964, str. 48), pri Hrušove *Ph. pauciforata* cf. var. *undulata*, *Ph. pauciforata* cf. var. *gemerica* a *Ph. varicans* (J. Bystrický in L. Gaál 1982a). Pri Hrušove boli zistené aj foraminifery: *Meandrospira dinarica*, *M. insolita*, *Diplostroma austrofimbriata* a iné (O. Jendrejáková in L. Gaál 1982a). Uvedené mikrofosílie potvrdzujú pelsónsky až ilýrsky vek. Na základe pelsónskej konodontovej mikrofauny z nadložených reiflinských vápencov viacerých miest však usudzujeme, že časť steinalmských vápencov zasahuje aj do bitynu.

70 Steinalmské dolomity (?bityn-ilýr)

Východne od Liciniec sú steinalmské vápence lokálne vystriedané dolomitmi. Sú svetlosivé, miestami mierne ružovkasté, všesmerne zrnitej „cukrovitej štruktúry“. Skameneliny v nich neboli nájdené. O ich veku usudzujeme na základe pozície. Pri Dlhej Vsi v podloží neogénu boli navrtané vo vrte DV-3 (v hĺbke 117 m).

69 Nádašské vápence (pelsón-fasan)

Nádašské vápence, i keď sú v špaňopoľskej a licinskej synklinále v nadloží steinalmských vápencov všeobecne rozšírené, pravdepodobne netvorili stály horizont. Pri Bretke napr. sú vyvinuté veľmi slabo alebo úplne chýbajú a nadložie steinalmských vápencov tvoria reiflinské, resp. wettersteinské vápence. So steinalmskými a reiflinskými vápencami sú miestami aj v laterálnom vzťahu.

Pri Hrušove a pri Licinciach vystupujú v hrúbke okolo 100 m. Sú nezreteľne vrstevnaté; prípadne až masívne, s charakteristickou variabilitou odtieňov sivej, svetlosivej, hnedej, červenej a ružovej farby. Obsahujú dutiny (stromataky) vyplnené drúzovými kalcitmi, rohovce však chýbajú. Mikroskopicky sa často prejavujú náhle i pozvoľné zmeny pelagických mikrofacií. Ide spravidla o filamentovo-globochétový biopelmikrit, mikrit až mikrosparit, často s tenkostennými lastúrnymi, globochétmi, ostrakódmi s prierezmi ihlíc húb, lokálne s kolumnáliami echinodermát a kalcifikovanými rádioláriami.

Obsahujú ilýrsko-fasanské konodonty *Gondolella ex-*

celsa, *G. constricta* a *Gladigondolella tethydis* s početnými ozúbkovanými formami (L.Gaál 1982a, L.Gaál-J.Mello 1983).

Na malej ploche pri štôlni Luisa pri Licinciach sú známe aj červené hľuznaté schreyeralmské vápence s červenými rohovcami. Obsahujú ilýrske konodonty. Pre malú plošnú rozlohu sme ich v mape od nádašských vápencov neoddelili.

68 Reiflinské vápence (pelsón-karn)

Vystupujú v rôznych stratigrafických horizontoch. Vo faciálnej oblasti Slovenskej skaly v nadloží steinalmských vápencov tvoria jadro synklinály Troch peniažkov. Sú sivé, tmavosivé, zreteľne doskovité, miestami až bridličnaté s tmavosivými rohovcami. Nesú znaky zreteľnej dynamometamorfózy, ktorá úplne zotrela pôvodnú štruktúru vápencov. Obsahujú aj polohy tmavosivých bridlíc (z. od kóty 537, Skal-ka), ktoré pre malé plošné rozšírenie neboli na mape samostatne vyčlenené. Bridlice sú pravdepodobne tektonicky redukované, pretože v okolí Slovenskej skaly (mimo územia mapy) vystupujú vo väčšom množstve. V sáскеj synklinále nie sú reiflinské vápence zachované, spolu s bridlicami vystupujú na malej ploche pri Jelšavskej Teplici mimo územia mapy. Od kóty 537 Skal-ka z nich boli získané zle zachované karnské konodonty *Gondolella cf. noah*, *G. foliata*, *G. cf. nodosa* (L.Gaál-J.Mello 1983), predpokladáme však, že spolu s bridlicami zaberajú aj celý interval ladinu.

V oblasti vápencovej kryhy Drienčanského krasu sú doskovité, sivé až tmavosivé, lokálne s tmavými rohovcami, pri Drienčanoch so sivými „nedokonalými“ rohovcami. Mikroskopicky ide prevažne o biopelmikrit s tenkostennými lastúrníkmi, globochétami, zvyškami z kalcifikovaných rádiolárií. Pri Hrušove obsahujú konodonty *Gladigondolella tethydis*, *Metapolygnathus mungoensis* a *M. mostleri*, ktoré svedčia o veku vrchný longobard až spodný kordevol (vrchná časť zóny archelaus až zóna aon, L.Gaál 1982a).

Najnižšiu stratigrafickú pozíciu majú reiflinské vápence v odkryvoch pri Hrkáči, Bretke a pri Chvalovej. Obsahujú konodonty pelsónu *Neospathodus kockeli*, *Gladigondolella malayensis budurovi*, *Gondolella bulgarica* (L.Gaál-J.Mello 1983). Pri Chvalovej vyššia časť odkryvu medzi inými obsahuje aj *G. excelsa*, *G. cf. mombergensis*, ktoré poukazujú na vek pelsón-spodný ladin (R.Mock in J.Mello et al. 1983).

67 Argility s tufovým materiálom (ladin)

Reiflinské vápence pri Hucíne v Riedkej doline obsahujú vložku argilitov s vulkanickým materiálom (J.Bystrický 1964).

66 Wettersteinské vápence (fasan—kordevol)

Vo faciálnej oblasti Slovenskej skaly nie sú vyvinuté. Pri Licinciach a Hrušove tvoria nadložie nádašských vápencov, pri Bretke nadložie steinalmských vápencov a v kameňolome pri Čoltove (pravý breh rieky Slaná) vystupujú nad reiflinskými vápencami. V podloží terciéru boli navrtnané v početných vrtoch (EUP-1 Veľký Blh, EUP-3 Rašice, VNP-1 Hubovo, VB-17 a 18 Bohúňovo).

Na území regiónu sú najrozšírenejšie v Drienčanskom krase (v okolí Slizkého), kde sú doložené aj paleontologicky (hrúbka 300—400 m). Sú svetlosivé, masívne, bez zreteľnej vrstevnatosti. Z mikrofaciálneho hľadiska sa tu rozdeľujú do troch faciálnych zón: predrifová, rifová (útesová) a lagunárna fácia.

Predrifová fácia, rozšírená v úzkom pásme v nadloží reiflinských a v podloží wettersteinských vápencov, je charakterizovaná ako biointrasparit, čiastočne s prímiesou mikritu, so zhlukmi peletov a neusporiadanými alochémami (packstone). Obsahujú bioklasty biohermných organizmov, ostrakódy, foraminifery, lastúrniky, echinodermy.

Rifové vápence často obsahujú vyvetrané útesové organizmy alebo kalcitom vyplnené dutiny — „evinospongie“ už na vápencovom povrchu. Mikroskopicky medzi sparitovými poliami („dutinami“) a rifovým detritom sú časté sesilné útesové živočíchy, hlavne sfinktozoy, inozoy, koraly a organizmy incertae sedis, ako Tubiphytes obscurus, Ladinella porata, Bacchanella floriformis, Plexoramea cerebriformis. Podradne obsahujú aj foraminifery, lastúrniky, ostrakódy a rôzne riasy. Z južnej časti kóty 431 (Holubina pri Slizkom) pochádza aj nález makrofosílie určenej M. Kochanovou ako Chlamys (Praechlamys) cf. reticulata (in Ľ. Gaál 1982a).

V lagunárnej fácií sú rozšírené biointrasparity, biointrasparitoidy, biopelsparity spravidla s dasyklada-ceami, hlavne Teutloporella herculea. Známe sú aj riasové stromatolity (loferity) často s Thaumtoporella parvove-siculifera.

Na území Drienčanského krasu sú wettersteinské vápence kordevolského veku (podložné reiflinské vápence siahajú do najvyššieho longobardu až kordevolu), pri Licinciach a Bretke však predpokladáme, že začínajú už od ladinu. Smerom do nadložia prechádzajú do tisoenských vápencov.

65 Wettersteinské dolomity (fasan—kordevol)

Svetlosivé, masívne dolomity so zrnitou, „cukrovitou“ textúrou sa na území regiónu vyskytujú len ojedinele (Slizké, Drienčany, Safárikovo). Vystupujú v rôznych stratigrafických úrovniach, kde lokálne nahradzujú wetter-

steinské vápence. Pri Slizkom tvoria pomerne súvislú polohu v spodnej časti súboru.

64 Tisovské vápence (jul-tuval)

Tvoria súvislý celok s wettersteinskými vápencami v ich nadloží. Makroskopicky sa od nich nelíšia. Sú svetlosivé, masívne. Odlišnosť sa prejavuje miestami len mikrofaciálne a charakterom mikrofauny. Pre tisovské vápence je charakteristická mikrofácia biointrasparit, biointrasparrudit, prípadne oointrasparit. V takých prípadoch predstavujú typický „grainstone“ s dobre vytriedenými a opracovanými alochémami. Okrem bioklastov foraminifer, gastropód, lastúrnikov, prípadne krinoidov sa vyznačujú miestami masovým výskytom riasy *Andrusoporella duplicata*, kým nálezy *Teutloporella herculea* sú ojedinelé. Tisovské vápence obsahujú okrem nálezov *Andrusoporella duplicata* v okolí Slizkého a severne od Budikovian (J. Bystrický 1964, L. Gaál 1982a) aj početné foraminifery ako *Angulodiscus gaschei praegaschei*, *Permodiscus pragsoides*, *Agathamina austroalpina* a iné (J. Salaj in L. Gaál 1982a). Podľa charakteru mikrofácie predpokladáme, že boli navrtané aj vo vrte EUP-3 pri Rašiciach v podloží terciéru v hĺbke 87,2 m.

Nadložie 130–200 m hrubých tisovských vápencov je v okolí Slizkého tvorené hallstattskými vápencami, ktoré sa začínajú od vrchného tuvalu.

63 Hallstattské vápence (tuval-sevat)

Patria sem makroskopicky i mikrofaciálne rôzne vápence pelagických facií vrchného triasu prevažne červenej a sivej farby.

Najspodnejšie vrstvy súboru hallstattských vápencov sú na území mapy odkryté východne od Slizkého. Sú doskovité, škvornité, červenej, sivej a ružovkastej farby, miestami s drobnými schránkami bivalvií (pod mikroskopom) a vrchnotuvalskými konodontmi *Gondolella nodosa*, *G. noah* a početnými ozúbkovanými formami (L. Gaál 1982a).

Smerom k nadložiu postupne prechádzajú do červenkastosivých, sivých, svetlosivých, prípadne mierne ružovkastých doskovitých rohovecových vápencov s konodontmi spodného až stredného norika *Metapolygnathus abneptis*, vyššie *M. posterus*. Mikroskopicky ide najčastejšie o biomikrit s globochétni, prierezmi ihlíc húb, menej filamentmi, ostrakódmami a fragmentmi echinoderiem. Tento horizont bol zistený pri Bohúňove, Licinciach a pri Budikovianoch. Od Budikovian pochádza aj lastúrnik *Halobia cf. halorica* (K. Borza–A. Began–M. Kochanová 1965) a konodont *Misikella longidentata* (H. Kozur–R. Mock 1974).

Najvyššie časti súboru hallstattských vápencov sú hnedočervené, výrazne doskovité, miestami až hľuznaté. Ich mikrofácia je prevažne biomikrosparit (wackestone) so

schránkami lastúrníkov, foraminiferami, ostrakódmi, menej často článkami krinoidov, úlomkami brachiopódov, globochétami a ostňami ježoviek. Známe sú z Kamenného jarku (jv. od Slizkého), kde obsahujú konodonty *Metapolygnathus abneptis*, *M. posterus* a *M. bidentatus* (Ľ.Gaál 1982a) a pri Budikovanoch s konodontmi *M. bidentatus*, *Parvigondolella andrusovi* a *P. lata* (R.Mock 1980).

Hallstattské vápence na území listu obsahujú amonity len ojedinele. Neurčiteľné zvyšky amonitov (Ľ.Gaál-J.Mello 1983) boli nájdené juhovýchodne od Liciniec (západný svah kóty Hámor. V podloží terciéru boli hallstattské vápence zistené vo vrte RK-2 pri Hostišovciach a v podloží allgäuskych, prípadne zlambašských vrstiev vo vrtoch VB-17, VB-21 a BO-1 pri Bohúňove.

Nadložie hallstattských vápencov v hlbokovodnom vývoji predstavujú zlambašské vrstvy, v plytkovodnom vývoji dachsteinské vápence, ktoré ich čiastočne aj laterálne nahrádzajú.

62 Dachsteinské vápence (alaun-rét)

Na študovanom území sú svetlosivé, miestami hnedasté, masívne, alebo lavicovité. Masívne časti majú spravidla rifový charakter, často s trsmi koralov (furmanecké vápence). Lavicovité časti sú prevažne lagunárne, organodetrítické.

Južne od Liciniec vystupujú v stratigrafickom nadloží hallstattských vápencov, východne od Slizkého uprostred nich v podobe biohermného olistolitu. Podľa charakteru a prítomnosti jury vo výplni puklín usudzujeme, že k dachsteinským vápencom patrí aj časť svetlosivých, miestami lavicovitých vápencov v doline Muráňa, severne od Bretky. Výplne puklín s jurskými vápencami sa vyskytujú aj južne od Liciniec.

Sivé, miestami až tmavosivé organodetrítické vápence, sú známe južne od Liciniec. Podobajú sa vápencom od „Bleskového prameňa“ v Slovenskom kráse, v dôsledku rekryštalizácie však obsahujú len nedokonale zachované brachiopódy.

61 Zlambašské vrstvy (sevat-rét)

Najvyššie známe členy hlbokovodného vývoja vrchného triasu, zlambašské vrstvy, sa na území listu zachovali len na nepatrnej ploche. Sivé, tmavosivé, slienité vápence a slienovce na povrchu vystupujú len v podobe úlomkov juhovýchodne od Bohúňova. Smerom do nadložia pozvoľne prechádzajú do faciálne príbuzných allgäuských vrstiev jury.

J u r a

60 Hierlatzské a adnetské vápence (lias)

Červené krinoidové vápence (hierlatzské) a červené

i ružové doskovité, hľuznaté vápence (adnetské) sú na území mapy známe len z ojedinelých výskytov. Severne od Bretky a j. od Liciniec tvoria výplne trhlín („špalt“) v dachsteinských vápencoch. Pri Bohúňove vystupujú s endostratickými brekciami čiastočne v podloží allgäuských vrstiev.

Liasové vápence pri Bretke a Licinciach obsahujú rastú rá belemnitov, pri Bohúňove aj amonoidných cefalopódov a v krinoidových vápencoch *Involutina liassica* (M. Mišík in J. Bystrický 1964). Ich spoľahlivé stratigrafické zaradenie doteraz chýba. Do liasu ich začleňujeme na základe analógie s vápencami od Drnavy.

59 Allgäuské vrstvy (lias-doger)

Súbor tmavosivých, často škvrnitých slienitých bridlíc, slieňovcov a vápencov, vystupuje v hrúbke asi 100 m východne od Bohúňova. Sledovateľný je ich priamy vývin zo zlambašských vrstiev vrchného triasu v nadloží hallstattských vápencov (vrty VB-17, VB-21, BO-1), ale pravdepodobne tvoria čiastočne aj nadložie liasových vápencov.

58 Rádiolarity (kelovej-oxford)

Žltkasté, žltohnedé, prípadne červenkasté doskovité rádiolarity predstavujú najvyššie zachované vrstvy silického príkrova. Vystupujú na malej ploche východne od Bohúňova v nadloží allgäuských vrstiev. Obsahujú bohaté spoločenstvo rádiolárií veku kelovej-oxford (P. Dumitrica-J. Mello 1982).

Magmatické horniny

Bázické a ultrabázické horniny

Na viacerých miestach územia vystupujú bázické a ultrabázické horniny, ktorých stratigrafické a tektonické postavenie nie je doteraz spoľahlivo objasnené.

57 Diabázy

Drobné telieska d i a b á z o v sa vyskytujú v okolí Držkoviec a južne od Hucína v pieskovcovo-bridličnom súvrství spodného triasu. Sú porfyrické alebo celistvé, karmínovej, sivozelenej alebo sýtozelenej farby. Mikroskopicky ide o diabáz-porfyrity, jemnozrné intersertálne diabázy a zrnité intersertálne diabázy (J. Kantor 1955).

56 Serpentinity

V silickom príkrove vytvárajú serpentinity neveľké telesá s tektonickým kontaktom s okolitými horninami. Tma-

vozelený až takmer čierny serpentinit s bastitmi vystupuje uprostred pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu 2 km sz. od Držkoviec. V spodnom triase vystupuje aj pri Kyjaticiach a Babinci, kde pozostáva takmer výlučne z antigoritu, podradne s magnetitom (J.Kantor 1956). Západne od Jelšavy sú serpentinity zelené, sivozelené, zložené z veľkošupinatého antigoritu so zhlukmi magnetitu. Pri Bretke vystupujú pri svetlých steinalmských vápencoch, ktoré sú v blízkosti ultrabázického telesa značne tektonizované. Boli tu nájdené aj úlomky diabázov (J.Kantor 1956). Serpentinity podobného zloženia sú známe aj severne od Ploského v okolí osady Hámor uprostred ochtinského súvrstvia karbónu.

Granitoidné horniny

55 Turčocká žula

Vystupuje v oblasti tektonického styku gemerika a veporika. Je silne tektonicky porušená, mylonitizovaná. Ojedinelé výskyty sú na mape východne od obce Sirk. Žula je leukokrátna, zložená z kremeňa, plagioklasov, draselného živca a biotitu.

Vek turčockej žuly nie je zatiaľ rádiometricky datovaný. Jedna skupina autorov ju považuje za apofýzu veporidnej žuly (P.Ončáková 1954; J.Kamenický—L.Kamenický 1955 a A.Abonyi—M.Abonyiová 1962) za veporidnú žulu vytrhnutú z podložia pri násune gemerika. I.Varga (1975) koreluje turčockú žulu so zlatoidským a popročským telesom a zaraďuje ju ku gemeridným žulám.

Na geologickej mape východnej časti Slovenského rudohoria (Š.Bajaník a kol. 1979) bola zaradená k mladovariským intrúziám, rejuvenizovaným počas alpínskeho orogénu.

MOLASOVÉ SEDIMENTY A VULKANITY RIMAVSKEJ KOTLINY

Molasové sedimenty a vulkanity vypĺňajú Rimavskú kotlinu, budujú Cerovú vrchovinu, Bodviansku pahorkatinu a okraje Železnického predhoria, do ktorého molasové sedimenty tiež vnikajú úzkymi zálivmi — údoliami riečnych tokov zväčša predisponovanými tektonicky.

V priestorovej rajonizácii (D.Vass 1979, 1981) molasové sedimenty patria zadnej molase. V časovom členení zodpovedajú predovšetkým ranej molase (oligocén a eger),

zatiaľ čo sedimenty hlavnej molasy a vulkanity (egenburg, baden-sarmat) a neskorej molasy (pont) sú zastúpené v menšom rozsahu (obr. 6d).

T e r c i é r

Oligocén

Kišcel

Sedimenty kišcelu nevystupujú na povrch (s výnimkou skálnických vrstiev), ale vrty overili ich prítomnosť v celej Rimavskej kotline mimo šafárikovskej elevácie. Ležia diskordantne a transgresívne na silickom príkrove, meliatskej skupine, resp. na paleozoiku gemerika. Maximálna hrúbka je asi 300 m. Kišcelské sedimenty tvoria čížské súvrstvie, v ktorom sú vyčlenené tri nižšie litostratigrafické jednotky (vrstvy; porov. D.Vass, M.Elečko 1982, str. 112-115).

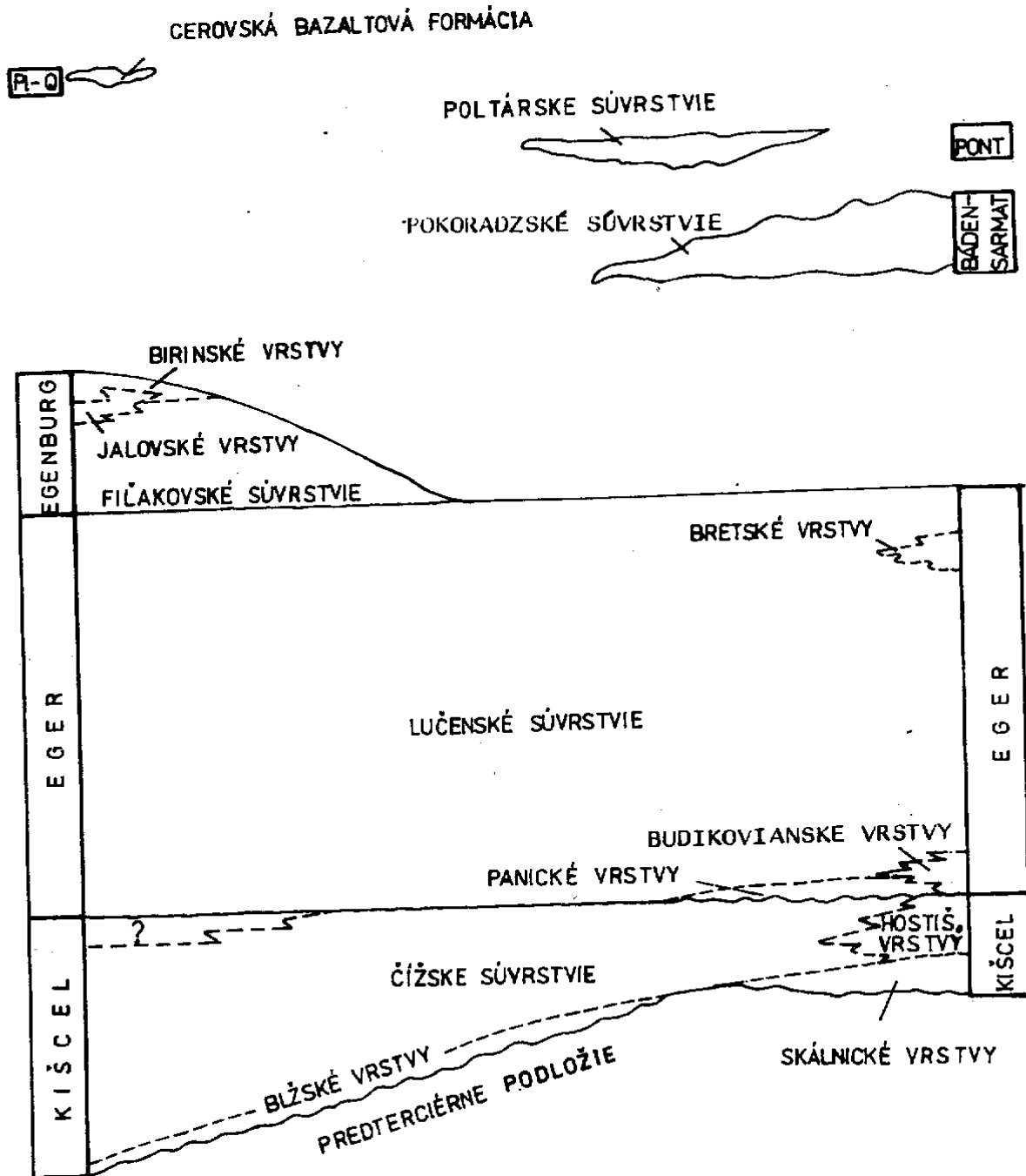
Skálnické vrstvy. Lokálne na s. okraji kotliny (pri Hostišovciach) boli zistené kontinentálne sedimenty. Ležia na triasových karbonátoch, prípadne i ako výplň krasových dutín. Vystupujú na povrch (Kamenný jarok, sz. od Hostišoviec, resp. sú zakryté hostišovskými vrstvami kišcelu (vrt RK-2). Sú hrubé asi 10 m. Ich hlavným litotypom sú pestrofarebné (červenohnedé, svetlosivozelené) prachy a íly s ostrohrannými úlomkami silicitov, kremeňa, kremenca a s polohami kremenno-silicitových brekcií. Asociáciu ťažkých minerálov zastiera hydroxid železa, v stopách je prítomný granát, zirkón, biotit, chlorit. ílová frakcia pozostáva z kaolinitu, illitu a montmorillonitu (M.Marková in D.Vass et al. 1966).

Z typového profilu skálnických vrstiev (vrt JH-1 pri Nižnom Skálniku, mimo územia mapy; D.Vass et al. 1982) opísala E.Planderová sporomorfy spodnooligocénneho typu.

Blžské vrstvy. Sú to klastické bazálne sedimenty, ktoré podstieľajú morský vývoj kišcelu vo väčšej časti kotliny a ležia diskordantne na predterciérnych horninách. Sú hrubé 4,5 m až niekoľko desiatok metrov. Tvoria ich brekcie, zlepenca a hrubozrnné pieskovce. Valúnový, resp. úlomkový materiál pochádza z mezozoických karbonátov a silicitov. Tmel je vápнитý, rekryštalizovaný, so zrnkami pyritu, resp. glaukonitický. Obsahujú úlomky morských hrubostenných mäkkýšov a foraminifery lagenidového typu (M.Marková 1977).

JZ

SV



Obr. 2 Schéma laterálnych a vertikálnych vzťahov biostratigrafických jednotiek terciéru v Rimavskej kotline (a v príľahlej Cerovej vrchovine)

54 Prachovce a ílovce

Ležia spravidla na blžských vrstvách, prípadne na predterciérnom podloží. V severnej časti kotliny laterálne prechádzajú do hostišovských vrstiev. Tvoria hlavnú masu kišcelu v kotline a ich hrúbka v južnej časti kotliny dosahuje asi 300 m. Sú to slabovápnnité, sľudnaté prachovce a ílovce. V spodnej časti sú laminy, resp. šošovky pieskovca. V súvrství sa nachádzajú zuhoľnatené úlomky rastlín.

Tabuľka 1 Krajnú hodnoty zrnitosti a vápnitosti čižskeho súvrstvia - kišcel

	Zrnitostné frakcie (%)			Md	X_{fi}	So	Sigma _{fi}	Vápnitosť
	piesok	prach	íl					
prachovce	0,6- 6,4	50,5- 72,7	24,5- 41,9	0,01- 0,02	2,76- 2,42	2,16- 3,66	1,58- 1,46	14,6- 15,8
ílovce	0,5- 19,0	32,4- 47,8	45,9- 66,0	0,004- 0,01	7,91- 7,05	2,42- 3,87	2,13- 1,48	15,5- 18,3

Prehľad o zložení asociácie ťažkých minerálov je uvedený v tab. 2.

Čižske súvrstvie obsahuje morskú faunu. Medzi moluskami popri kozmopolitných formách boli zistené druhy známe z kišcelu, resp. oligocénu: *Nucula deshayesiana*, *N. gracilis*, *Thyasira nysti*, *Chlamys hoeninghausis*, *Crepidaria clava* (A.Ondrejčíková 1978a). Spoločenstvá foraminifer sú veľmi bohaté a vyskytujú sa v nich aj prvky typické pre kišcel (resp. eocén až kišcel): *Tritaxia szaboi*, *Bolivina reticulata*, *Lenticulina kubinyi* (K.Slavíková 1953, V.Kantorová 1977, 1978a). Vápnitá nanoflóra obsahuje sprievodné formy indexového druhu zóny NP 24: *Reticulofenestra lockeri*, *R. abisecta*, *R. bisecta*, *R. ornata*, *Helicosphaera intermedia*, *H. truncana*, typické pre stredný oligocén severného Nemecka, Belgicka a pre spodnú časť kišcelských ílov v severnom Maďarsku (R.Lehotayová 1978a, b). Sporomorfy majú oligocénny charakter a spoločenstvá sa podobajú tým, ktoré sú opísané z kišcelu okolia Štúrova (P.Snopková 1978).

Tabuľka 2 Ťažké minerály čížskeho súvrstvia

A Vrt FV-1 Blhovce (Cerová vrchovina)

B Vrt EUP-1 Veľký Blh (s. časť Rimavskej kotliny)

Minerál	Počet vz.	Počet pozit. vz.	Min.% pozit. vz.	Max.% pozit. vz.	Priem. zast. %	Počet vz.	Počet pozit. vz.	Min.% pozit. vz.	Max.% pozit. vz.	Priem. zast. %
granát	10	7	0,2	1,3	0,6	4	2	0,1	0,6	0,35
zirkón						4	2			-
turmalín	10	1	-	-	0,1					
apatit						4	1	0,1		
amfibol	10	1	-	-	0,2					
biotit	10	5	0,2	5,7	2,1	4	2	0,2	2,9	1,55
chlorit	10	10	2,1	36,4	17,6	4	1	2,5		-
hyperstén	10	1	-	-	0,4	4	1			-
baryt						4	2	1,2	4,6	2,9
anhydrit						4	1	0,3		-
pyrit-pyrit.konkr.	10	10	4,8	34,5	19,1	4	4	32,6	84,2	52,43
pyritiz.jadrá foram.	10	10	4,6	20,8	14,4	4	4	0,3	58,3	17,65
karbonát org.						4	4	2,7	49,8	26,28
karbonát kryšt.						4	2	0,3	0,4	0,35
siderit	10	5	44,7	83,5	64,1					
dolomit	10	5	13,5	39,5	25,6					
fosfát	10	4	0,2	0,8	0,5	4	2	stopy		0,1
limonit	10	5	0,3	0,9	0,6					

H o s t i š o v s k é v r s t v y. Sú laterálnym, ale značne redukovaným ekvivalentom čížskeho súvrstvia. Rozšírené sú v severnej časti Rimavskej kotliny v priestore medzi obcami Otročok-Dlhá Ves a v okolí Hostišoviec. Ležia diskordantne a transgresívne na predtret'ohorných horninách, resp. konkordantne na skálnických vrstvách. Ich hrúbka kolíše od 4,3 m do 17,6 m. Sú tvorené sivými, sivozelenými ílmi a prachmi s polohami uhoľných ílov, laminkami lesklého uhlia a lumachelami.

Mineralogické zloženie ílov je illit, montmorillonit, kaolinit. Piesčitú prímes v prachoch tvorí kremeň a sludy, v ťažkej frakcii prevláda pyrit, fosfatizované kostrové zvyšky organizmov, malé množstvo glaukonitu a organogénny karbonát (M.Marková in D.Vass et al. 1966, M.Marková 1974). Obsahujú morskú a brakickú faunu: - *Cardium boiorum*, *Pitaria anycinoides*, *Polymesoda convexa*, *Pyrenella* sp. a i. (A.Undrejičková 1975, 1978b, D.Vass 1966), biostratigraficky nepreukázané spoločenstvo foraminifer s *Ammonia* sp. (V.Kantorová 1975). V spoločenstvách sporomorf sú prítomné v kiščeli bežné druhy *Plicatopollis pseudoexcelsus*, *P. plicatus*, *Cicatricasisporites dorogensis* (P.Šnopková 1975, 1978, E.Planderová in D.Vass et al. 1966). Na kiščelský vek hostišovských vrstiev poukazujú jednak oligocénne sporomorfy, ale aj ich pozícia nad skálnickými vrstvami (kiščel) a pod bazálnymi egerskými panickými vrstvami.

Oligocén-iliocén

Eger

Sedimenty egeru sú rozšírené v celej Rimavskej kotlině vrátane šafárikovskej elevácie. Na severnom a severovýchodnom okraji kotliny prekračujú rozsah kiščelu. Na povrch vystupujú v strednej, juhovýchodnej a severnej časti kotliny zväčša sú však zakryté mladšími neogénnymi horninami, resp. kvartérom.

Eger v Rimavskej kotlině zväčša leží konkordantne na kiščeli, ale v severnej časti kotliny je medzi nimi ostrá litologická a transgresívna hranica. Na severnom okraji kotliny a na šafárikovskej elevácii eger leží diskordantne a transgresívne na predterciérnych horninách zväčša na karbonátoch silického príkrovu.

Maximálna hrúbka egeru je podľa odhadu 1 100 m. Egerské sedimenty tvoria jedno súvrstvie - lučenské súvrstvie s tromi čiastkovými litostratigrafickými jednotkami (D. Vass, M.Elečko 1982, str. 116-119).

P a n i c k é v r s t v y. Sú bazálnymi vrstvami egeru, ktoré laterálne i vertikálne prechádzajú do prachovcov lučenského súvrstvia a čiastočne laterálne aj do budi-

kovianskych vrstiev. Rozšírené sú v severnej časti kotliny, kde ich prítomnosť bola overená vrtmi. Ležia transgresívne na kišceli, resp. transgresívne a diskordantne na predterciérnych horninách. Zakryté sú prachovcami lučenského súvrstvia. Ich hrúbka je malá, kolíše od 0,3 do 6,3 m. Vrstvy pozostávajú z hrubých klastík: zlepenca, brekcie a pieskovce.

Brekcie pozostávajú z drobných až hrubých úlomkov (do 7 cm) zelených, tmavých, tmavozelených bridlíc, červených pieskovcov a vápencov. Základná hmota je ílovito- alebo aleuriticko-piesčitá, tmavá, sivozelená.

Zlepenca sú drobnozrnne (do 3 cm) oligo- až polymiktne. Prevládajú valúny kremeňa, rohovcov, resp. karbonátov, bridlíc až fylitov. Tmel je hrdzavohnedý, piesčito-vápnitý.

Pieskovce sa vyvíjajú z hrubých klastík smerom k nadložiu. Sú sivé, sivohnedé, pozostávajú prevažne z angulárnych zŕn kremeňa. Sú prakticky nevápnité (obsah CaCO_3 je 0,75 %), triedenie pomerne dobré ($S_o = 1,9$). V ťažkej frakcii prevládajú hydroxidy železa, ilmenit, pyrit, ktoré zastierajú terigénnu asociáciu ťažkých minerálov (rutil, turmalín, zirkón, apatit, granát, staurolit, epidot).

Panické vrstvy obsahujú, i keď zriedkavo, morskú faunu. Najvýznamnejší nález – veľké foraminifery – pochádza z vrtu EVB-1 pri Papči: *Operculina complanata complanata*, *Heterostegina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsinoidea*) *formosensis*, *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani*, *Lepidocyclina dilatata* (M.Vaňová 1978).

Našli sa aj fragmenty mäkkýšov, pripomínajúce *Chlamys* sp., resp. *Pecten* sp. Prítomnosť druhu *Miogypsina formosensis* opodstatňuje zaradiť panické vrstvy do spodného egeru.

52 Budikovianske vrstvy

predstavujú bazálnu a okrajovú litostratigrafickú jednotku egeru (porov. tiež J.Seneš in F.Steiningger et al. 1975, str. 81). Na typickej lokalite pri Budikovanech ležia v rovnakej pozícii ako panické vrstvy, ale majú iné litologické zloženie. Sú rozšírené v severnej časti kotliny, kde tiež vystupujú na povrch (okolie obcí Hrušovo, Hostišovce, Skerešovo, južne od Ostran), ale i v okolí Čakova, kde ich overil vrt C-1. Smerom do panvy vyznievajú a sú laterálne nahradené prachovcami lučenského súvrstvia. Ich hrúbka vo vrte RK-2 pri Hostišovciach dosahuje 13,4 m. Hlavnú masu budikovianskych vrstiev tvoria organodetrítické, resp. úlomkové piesčité vápence, sivej až hnedej farby. Sú v nich polohy krinoidovo-litotamniové s biolitovou štruktúrou (M.Marková 1967). Organický detrit pochádza zo schránok veľkých i malých foraminifer, litotamnií, mäkkýšov (tab.3). Medzi úlomkami a schránkami veľkých foraminifer boli identifikované: *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata*, *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani*, *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata*, *Miogypsina* (*Miogypsinoi-*

des) formosensis (M.Vaňová 1978 a in F.Steininger et al. 1975, str. 81-82). Prítomnosť druhu Miogypsina formosensis a chýbanie mladších evolučných foriem umožňuje zaradiť budikovianske vrstvy k spodnému egeru (porov. J.Seneš in F. Steininger et al. l.c.).

51 Bretčianske vrstvy*

Predstavujú okrajovú litostratigrafickú jednotku egeru. Laterálne a vertikálne prechádzajú do vrchnej časti prachovcov lučenského súvrstvia. Zvyčajne ležia na predterciérnom podloží. Rozšírené sú a vystupujú na povrch v okolí Bretky, Čoltova, východne od Starne a západne od Pánskej pustatiny. Pri Šafárikove a pri Stránskej boli overené vrtní. Sú hrubé 0,5 až 30 m. Ich hlavným litotypom sú detritické a organodetritické vápence, zlepenca a brekcie.

Tabuľka 3 Zloženie organodetritických vápencov budikovianskych a bretčianskych vrstiev (eger) na s.okraji Rimavskej kotliny (podľa M.Markovej 1967) (v %)

	Budikovianske vrstvy		Bretčianske vrstvy		Budikovianske alebo bretč. vrstvy
	Budikovany	samota Papkút (s. od Skerešova)	Bretka	Pánska pustatina (v. od Starne)	
litotamnie (riasy)	34,1			0,9	4,7
veľké foraminifery	22,9	4,0	1,8	6,2	13,1
malé foraminifery	7,9	3,6	1,2	0,9	2,6
články echynodermát	3,8		3,5		3,7
machovky	2,7	0,3	0,5	1,3	7,7
úlomky mäkkýšov	1,8		5,3	8,7	21,1
úlomky krustaceí (balanus)		2,0		47,6	
huby					11,5
zrná vápencov	1,7		70,5	7,3	8,8
zrná kremeňa	0,6	4,9	1,5		
zrná rohovcov			3,7		
glaukonit	stopy				1,0
pyrit	0,1		0,3		0,5
fosfát	0,1				
plagioklasy		1,7			
vápencové valúny		51,1			
rohovcové valúny		1,3			
kalcitový tmel + základná hmota	24,2	31,5	11,7	27,1	25,3

* Bretčianske vrstvy opísal J.Seneš (in T.Báldi, J.Seneš et al. 1975, str. 63, 66) ako súvrstvie (Bretkaer Formation). Pozri Stratigrafický slovník ZK, 1. zv., str. 230.

Organodetritické vápence sú sivej farby, často lavi- covité. Majú mikrobrekciovitú-detritickú štruktúru. Priemerné zloženie horniny je na tab. 3. Zloženie detritického materiálu svedčí o lokálnej proveniencii. V okolí Pánskej pustatiny sú preplnené schránkami mäkkýšov.

Zlepence sú tvorené dobre opracovanými valúnmi triasových hornín maximálnej veľkosti do 5 cm v priemere 1,0 cm. Brekcie (pri Stránskej) sú tvorené úlomkami strednotriasových dolomitov.

Bretčianske vrstvy obsahujú hojnú morskú faunu: *Chlamys rotundata*, *Ch. martelli*, *Ch. oblitaguensis*, *Ch. bifida*, *Comptonectes)decussatus*, *Flabellipecten carryensis*, *Ostrea (Pycnodonta) callifera*, *Terebratula hoernesii*, *Balanus concavus*, *Terebratula ex gr. scillae-ampulla*. Veľké foraminifery: *Lepidocyclina morgani*, *Miogypsina gunteri*, *M. tani* (M.Vaňová 1959, str. 150 a in T. Báldi, J. Seneš et al. 1975, str. 196, A. Papp 1960).

Hlavne na základe prítomnosti druhov *Miogypsina gunteri* a *M. tani* ako aj druhu *Flabellipecten carryensis* korelujeme tieto vrstvy s vrchným egerom, t.j. s najspodnejším miocénom a nepriamo s planktonickou zónou N4, resp. s nanoplanktonickou zónou NN 1 (porov. M.Vaňová in T. Báldi, J. Seneš et al. 1975, str. 193–196; J. Seneš in F. Steininger et al. 1975, str. 81).

50 Prachovce lučenského súvrstvia (šlír)

Prachovce lučenského súvrstvia – lučenské vrstvy (J. Seneš in D. Andrusov 1965, str. 317–318) predstavujú hlavnú masu egeru v Rimavskej kotline. Rozšírené sú v celej kotline. V severnej časti ležia na panických, budikovianskych a bretčianskych vrstvách, resp. smerom do panvy sa s nimi

Tabuľka 4 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy a vápnitosti prachov lučenského súvrstvia – eger

			Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka
Zastúpenie frakcie v %		Piesok		20,179	8,841
		Prach		49,056	7,217
		íl		30,626	6,154
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)		0,016	0,008
		So	345	3,535	0,808
	momentové	X_{ff}		16,439	0,451
		Σ_{ff}		2,382	0,877
vápnitosť %			323	20,901	5,727

laterálne zastupujú. Ležia i bezprostredne na predlerciérnom podloží. Vnútri kotliny ležia konkordantne bez znakov transgresie na čížskom súvrství kišcelu. Zväčša vystupujú na povrch, resp. sú zakryté len kvartérom. V Cerovej vrchovine ich zakrývajú sedimenty egenburgu a na severe kotliny čiastočne vulkanoklastiká báden-sarmatu, resp. sedimenty pontu. Maximálna hrúbka vrstiev presahuje pravdepodobne 1 000 m.

Prachovce sú vyvinuté v monotónnej šlírovej fácií. Sedimenty majú sivú, modrosivú, vo zvetranom stave žltouhnedú farbu. Rozpad je bridličnatý, lastúrnatý (šlírový), plochy rozpadu sledujú neostre plochy vrstevnatosti. Sú na nich drobné šupinky sludy. Prevládajúcim litotypom podľa zrnitosti sú rozpadavé prachovce, prachy, s kolísavým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie (tab. 4). Pomerne vzácne sú prachy vystriedané prachovými ílmi, resp. prachovými pieskami (tab. 5). Triedenie sedimentu je nedokonalé a čo sa vápnitosti týka sedimenty sú slabo až silne vápnité (tab. 4, 5). V ílovej frakcii prevládajú illit a montmorillonit.

Tabuľka 5 Priemerné hodnoty zrnitostnej analýzy a vápnitosti
a) pieskov, b) ílov lučenského súvrstvia - eger

		a)			b)			
		Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	
Zastúpenie frakcií v %	Piesok		44,78	7,96		16,206	9,383	
	Prach		30,83	4,60		37,921	5,063	
	Íl		24,37	5,26		45,906	6,283	
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)		0,03	0,01		0,012	0,008
		So	79	3,9	8,89	33	4,674	1,137
	momentové	X_{fi}		5,51	0,45		7,041	0,457
		Σ_{fi}		2,73	1,08		2,660	1,027
vápnitosť %		67	17,74	4,50	29	16,78	8,216	

Na základe asociácií ťažkých minerálov M. Marková (1967, 1974, 1977) rozdelila lučenské súvrstvie na dve subfácie. V spodnej prevládajú autigénne minerály siderit, pyrit, vrchná má pestrejšie zloženie (chlorit, karbonáty, granát, turmalín, amfibol, staurolit). Zatiaľ čo asociácia spodnej subfácie spolu s prevahou karbonátových zrn v psamitickej zložke poukazuje na prevahu karbonátov v zdrojovej oblasti, asociácia vrchnej subfácie poukazuje na prítomnosť granitoidov a metamorfík v zdrojovej oblasti (tab. 6, 7).

V lučenskom súvrství je hojná morská fauna, vápni-

Tabuľka 6 Vyhodnotenie ťažkých minerálov, eger – lučenské súvrstvie. Podľa M.Markovej (1967, 1974, 1977) zostavil M.Llečko

Ťažký mineral	Počet vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min.% pozit. vzoriek	Max.% pozit. vzoriek	Priem. zastúpenie %
granát	57	46	0,1	31,8	8,9
apatit	57	33	0,1	5,1	1,4
turmalín	57	42	0,1	7,8	2,0
titanit	57	15	0,1	7,8	2,2
amfibol	57	44	0,2	5,8	1,6
biotit	57	51	0,6	11,8	3,0
chlorit	57	57	0,9	80,2	23,6
fosfát	57	6	0,1	4,0	1,6
Ca-Fe karbonát	57	22	3,1	79,5	36,1
karbonátové konkrécie	57	2	15,0	20,4	17,7
karbonát kryštalický	57	19	0,1	66,0	11,9
karbonát organogénny	57	11	0,3	81,7	38,5
karbon.kryšt.organ.	57	8	48,9	73,1	63,4
rutil	57	22	0,2	10,6	3,8
staurolit	57	30	0,1	4,8	1,3
zirkón	57	24	0,1	4,1	1,1
epidot-zoizit	57	14	0,1	3,6	1,2
pyrit	57	32	0,2	55,0	10,1
anatas	57	7	0,1	1,1	0,4
hyperstén	57	8	0,1	12,2	2,4
augit	57	2	0,1	0,2	0,15
glaukofan	57	2	1,3	1,4	1,35
ilmenit	57	13	0,2	5,6	1,2
leukoxén	57	14	0,2	22,6	5,0
pyrit.mikrofauna	57	23	0,2	83,0	8,6
limonit	57	22	0,2	63,4	6,0
siderit	57	5	10,5	93,3	7,8
kyanit	57	2	1,1	2,5	1,8
brookit	57	4	0,7	1,3	1,1
anatas	57	1	-	-	1,1
anhydrit	57	1	-	-	69,3
baryt	57	1	-	-	9,0

tý nanoplanktón a sporomorfy. Z pestrej palety druhov uvádzame len formy významné z hľadiska biostratigrafie: *Lenticulina moravica* a z planktonických druhov *Globigerina ouachytaensis* a *G. ciperensis*. V spodnej časti lučenského súvrstvia sa našla indexová fosília štandardnej planktonickej zóny P 21 – *Globigerina opima opima* (V.Kantorová 1975–1980). Z mäkkýšov biostratigraficky významnými formami sú *Camptonectes decussatus* opísaný z egeru, druhy: *Yoldia longa*, *Turritella vermicularis*, *Brissopsis otnangensis*, *Lucina submichelotti*, *Codokia haidingeri*, *Ficus conditus*, ktoré boli opísané zo spodného miocénu, t.j. aj z egeru. Zaujímavá je prítomnosť mladších druhov, a to *Clio triplicata*, ktorý bol dosiaľ opísaný zo sedimentov nie starších ako egenburg a druh *Laternula fuchsi* – opísaný zo sedimentov otnangu a karpátu (A.Ondrejičková 1977).

Spoločenstvá nanoflóry neobsahujú indexové formy

Tabuľka 7 Vyhodnotenie ťažkých minerálov, eger – lučenské súvrstvie z vrhu FV-1. Podľa M.Markovej (1978) zostavil M.Elečko

Ťažký minerál	Počet vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min.% v pozit. vzorkách	Max.% v pozit. vzorkách	Priemerné zastúpenie
granát	38	31	0,2	7,8	0,8
apatit	38	4	0,1	0,2	0,15
turmalín	38	25	0,1	0,3	0,2
titanit	38	2	-	-	0,1
amfibol	38	25	0,1	0,9	0,1
biotit	38	38	0,4	13,9	2,5
chlorit	38	38	10,9	83,4	36,0
fosfát	38	6	0,1	0,5	0,2
dolomit	38	37	13,8	81,6	48,3
rutil	38	6	0,1	0,2	0,1
staurolit	38	4	0,1	0,4	0,2
zirkón	38	4	0,1	0,2	0,1
epidot	38	3	0,1	0,2	0,1
pyritiz.konkrécie	38	26	0,2	17,0	3,6
anatas	38	1	-	-	0,1
hyperstén	38	7	0,1	0,4	0,3
augit	38	1	-	-	0,1
leukoxén	38	12	0,1	2,5	0,5
pyritiz.mikrofauna	38	35	0,1	57,2	8,4
limonit	38	14	0,1	2,3	0,9

štandardných nanoplanktonických zón, avšak podľa druhov, ktoré zvyčajne sprevádzajú indexové formy nanoplanktonických zón NP 24, NP 25, NN 1 (R.Lehotayová 1977) usudzujeme, že lučenské súvrstvie je časovým ekvivalentom vrchnej časti zóny NP 24 až zóny NN 1.

Peľové spektrá podľa P.Snopkovej (1975, 1978) a E. Planderovej (1966) majú oligo-miocénny charakter, ktorý im okrem iného vtláča vysoké percentuálne zastúpenie rodu Engelhardtia. Na egerský vek poukazuje prítomnosť druhov: Cicatricasisporites dorogensis, ktorý je známy hlavne zo staršieho oligocénu, ale i z egeru, a druh Boehlensipolis cf. hohli, ktorý je určujúcou formou pre stredný a vrchný oligocén.

53 Detritické a organodetritické horniny neistej litostratigrafickej príslušnosti

Vystupujú na povrch pri Strelnici, pri Chválovej, Špaňom Poli a Brusníku. Sú to hlavne zlepence tvorené valúmi triasových a jurských vápencov, na iných miestach prevládajú valúny kremeňa, kremenca, pieskovca. Tmel je kalcitový, limonitový, opálový. Veľkosť valúnov je 2–15 cm (M.Marková 1958, 1967). Zloženie organodetritických vápencov od Strelnice je uvedené v tab. 3.

Vzhľadom na nedostatok jednoznačných biostratigrafických kritérií nevieme tieto horniny spoľahlivo korelovať s bretčianskymi alebo budikovianskymi vrstvami.

Spodný miocén

Egenburg*

Sedimenty egenburgu budujú Cerovú vrchovinu, t.j. južnú časť študovaného územia pozdĺž československo-maďarských štátnych hraníc. Cerová vrchovina vďaka odlišnému litologickému zloženiu – je budovaná pieskovcami – tvorí morfológickú eleváciu dvíhajúcu sa 200–300 m nad Rimavskú kotlinu, budovanú mäkkšími šlírovými sedimentmi egeru.

Egenburg sa postupne vyvíjal z egeru narastaním zastúpenia piesčitej frakcie v prachoch, resp. nasadzovaním polôh rozpadavých pieskovcov a pieskov. Prechod medzi sedimentmi oboch stratigrafických stupňov je teda postupný a nie je možné medzi nimi stanoviť presnú hranicu. Sedimenty egenburgu vystupujú na povrch a nie sú zakryté inými sedimentmi s výnimkou rozsahom i hrúbkou nevelkých deluviálnych a eluviálnych sedimentov kvartéru. Hrúbka sedimentov egenburgu presahuje 260 m.

Egenburské sedimenty tvoria fiľakovské súvrstvie, v ktorom sú vyčlenené dve nižšie litostratigrafické jednotky (D.Vass, M.Elečko 1982, str. 119–120).

Fiľakovské súvrstvie (fiľakovské vrstvy, J.Seneš in D.Andrusov 1965, str. 318)

Tvorí hlavnú časť egenburgu. Údaje o rozšírení egenburgu, o vzťahu k podložiu a hrúbke uvedené vyššie sa vzťahujú aj na fiľakovské súvrstvie. V súvrství možno vyčleniť niekoľko litotypov.

48 P i e s k y a ž r o z p a d a v é p i e s - k o v c e b e z p e v n ý c h l a v í c. Ležia zvyčajne na báze ojedinele aj uprostred fiľakovského súvrstvia. Na povrch vystupujú južne a juhozápadne od Jenesského, v južnom okolí obce Drňa, v západnom okolí samoty Petreš, západne od Šimonoviec, v južnom a juhozápadnom okolí obce Chrámec a sporadicky juhozápadne od Petroviec.

Sú to hnedé, žltohnedé (v zvetranom stave) piesky, resp. slabo tmelené rozpadavé pieskovce. Sú jemnozrné a neobsahujú alebo len vzácné, lavice, resp. bochníkové konkrécie pevného pieskovca, ktoré, ak sú prítomné, sú málo odolné voči erózii a zvyčajne netvoria v stenových

* K egenburgu zaraďujeme vrstvy, ktoré boli považované za regresívnu fáciu egeru (J.Seneš in T.Báldi, J.Seneš et al. 1975, str. 57, 64). Predtým boli považované za chat, chat-akvitán, akvitán. Sedimenty egenburgu treba v zmysle D.Vassa (1979, 1981) považovať za súčasť hlavnej molasy.

Tabuľka 8 Priemerné hodnoty zrnitosti a vápnitosti fiľakovského súvrstvia – egénburg

		a			b			c			
		Piesky bez lavíc			Pieskovce s lavicami			Jemnozrnné pieskovce			
		Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	
Zastúpenie frakcií (%)	Štrk		-	-		0,095	0,615		-	-	
	Piesok		83,886	11,474		92,018	7,285		87,412	7,933	
	Prach		10,366	6,973		5,427	4,284		10,975	5,110	
	Íl		5,653	4,816		2,331	3,265		3,962	2,358	
zrnitostné parametre	Trask	15	Md (mm)	0,113	0,037	61	0,146	0,046	8	0,087	0,026
	momen- tové		So	1,793	0,366		1,776	0,419		1,701	0,213
			X _{fi}	3,772	0,684		2,904	0,561		3,561	0,408
			Sigma _{fi}	1,622	0,418		1,324	0,348		1,457	0,276
Vápnitosť (%)		10	11,91	8,056	59	14,668	8,290		23,487	6,573	

odkryvoch vypreparované vyčnievajúce polohy. Neboli v nich pozorované znaky zvrstvenia, resp. prúdové textúry.

Štatistické zhodnotenie zrnitosti je uvedené v tab. 8. Piesky sú dobre (v zmysle P.D.Traska 1932), resp. mierne (v zmysle G.M.Friedmanna 1962) triedené, slabovápňité (v zmysle M.Mišíka 1956, str. 66, 67).

46 Rozpadavé pieskovce s lavicami tvoria hlavnú masu fiľakovského súvrstvia. Sú sivé v zvetranom stave hnedé, žltohnedé, jemné až strednozrnité. Ich typickým znakom sú lavice, resp. bochníkové polohy pevného pieskovca, ktoré lepšie odolávajú zvetrávaniu a rimsovite vystupujú zo stenových odkryvov. Lavice

Tabuľka 9 Vápňitosť dvojice pevná lavica – rozpadavý pieskovec (v rozpadavých pieskovcoch s lavicami, fiľakovské súvrstvie)

Číslo vzorky	% CaCO ₃	Pomer	Číslo vzorky	% CaCO ₃	Pomer
1. J-1a ^x J-1	18,2 10,3	1:1,8	13. H-9a H-9	27,5 9,4	1:2,9
2. J-12a J-12	18,5 8,4	1:2,2	14. H-15a H-15	40,1 13,4	1:3,0
3. J-59a J-59	23,0 9,9	1:2,3	15. H-20a H-20	43,5 12,4	1:3,5
4. J-62a J-62	23,8 14,4	1:1,7	16. H-121a H-121	44,3 11,7	1:3,8
5. J-71a J-71	34,4 26,5	1:1,3	17. H-128a H-128	36,6 12,1	1:3,0
6. J-78a J-78	18,8 3,9	1:4,8	18. H-135a H-135	42,6 10,6	1:4,0
7. J-79a J-79	23,7 5,7	1:4,1	19. H-144a H-144	34,6 12,3	1:2,8
8. J-83a J-83	18,7 6,3	1:3,0	20. H-158a H-158	52,9 25,8	1:2,1
9. J-91a J-91	46,5 2,1	1:22,1	21. H-160a H-160	48,3 24,5	1:2,0
10. J-96a J-96	40,4 25,3	1:1,6	22. H-170a H-170	60,7 21,2	1:2,9
11. J-97a J-97	44,5 6,7	1:6,6	23. H-184a H-184	58,8 25,9	1:2,3
12. J-99a J-99	53,2 38,5	1:1,4	24. H-189a H-189	63,9 29,9	1:2,1

^x Vzorka s označením „a“ zodpovedá lavici pieskovca.

i bochníky majú nerovné bázy a povrch. Hrúbka lavíc kolíše od 5 do 30 cm, najčastejšie 15–20 cm. Vzdialenosť medzi lavicami je rôzna, kolíše od 0,2 do 1 m.

Pieskovce zväčša nemajú rozoznateľnú textúru, v ojedinelých prípadoch však možno pozorovať jemné zvrstvenie až lamináciu (laminky ílu), resp. šošovkové zvrstvenie vo vrstvičkách ílov. Niekedy má laminácia znaky synsedimentárnej deformácie.

V pieskovcoch niekedy pozorovať ojedinelé zrníčka glaukonitu, prevládajú zrnká kremeňa a hojný je muskovit. Pieskovce sú dobre (P.D.Trask l.c.), mierne až slabo (G.M. Friedmann l.c.) triedené. Vápnitosť pieskovcov je premenlivá. Rozpadavé pieskovce sú slabo vápnité, lavice sú silne vápnité. Pomer vápnitosti rozpadavý pieskovec/lavica vápnitého pieskovca najčastejšie kolíše v rozmedzí 1:2 až 1:4 (tab. 9).

Tabuľka 10 Petrografické zloženie pieskovcov egenburgu (%) (podľa J.Danillovej)

	Č. vzorky	Kremeň	Živce	Úlomky hornín	Tmel	Prázdne dutiny	Glaukonity	Granáty	Sľudy
fírekovské súvrstvie	J-1a	20,6	2,6	30,5	30,8	6,8	4,9	2,8	1,0
	J-39a	17,7	3,2	36,4	28,4	4,5	5,4	0,4	4,0
	J-83a	22,7	3,0	23,6	34,7	8,2	4,1	-	3,7
	J-91a	26,0	4,3	25,6	35,9	0,5	4,3	1,6	1,8
	J-116a	16,4	2,0	27,2	30,0	12,2	7,4	0,6	4,2
	H-20a	19,0	2,2	22,9	43,1	9,6	-	0,1	3,1
	H-62	21,6	2,6	24,3	34,2	2,2	5,1	7,2	2,8
	H-65a	22,0	3,0	26,8	22,4	5,0	15,7	0,8	4,3
	H-80a	21,0	3,0	27,0	39,5	0,5	5,2	1,3	2,5
	H-108a	24,0	3,2	27,5	31,4	1,3	9,1	1,2	2,3
	H-128a	20,3	1,7	28,4	42,8	0,3	3,5	1,4	1,6
	H-158a	32,0	2,1	27,6	28,2	5,8	3,8	-	0,5
	H-159a	29,9	2,5	24,3	29,4	3,6	8,5	0,7	1,1
	H-185a	13,2	1,7	21,7	49,8	7,1	1,9	1,2	3,4
H-211a	22,9	2,9	32,3	30,7	5,0	4,4	1,0	0,8	
H-293a	23,4	2,6	26,2	36,6	2,0	6,8	0,9	1,4	
jalovské vrstvy	J-78a	21,0	1,6	25,7	28,0	10,5	3,2	1,5	8,5
	H-8d/1	17,91	10,76	71,33					
	H-8h/7	25,98	11,28	59,74					
	H-8g/d	19,61	14,25	66,14					
	H-8g/h	16,97	12,64	70,39					
	H-132a	23,0	2,2	26,0	26,5	14,0	3,2	1,2	3,9
	H-171a	29,9	2,2	23,8	36,5	1,8	4,6	0,3	0,9
	H-176a	29,3	2,7	29,1	33,1	3,3	2,2	0,1	0,2
	H-190a	25,2	1,5	18,9	40,4	5,3	2,1	0,7	5,9
H-230a	27,5	1,2	34,5	7,2	18,0	6,0	0,6	5,0	
birinské vrstvy	H-174a	24,7	2,9	24,9	37,0	2,8	5,5	0,9	1,3
	H-246	38,0	2,9	23,6	30,1	4,8	0,4	-	0,2
	H-247a	24,5	2,5	31,8	38,0	2,8	0,3	0,1	-

* rudné minerály

Podľa petrografického zloženia pieskovce zodpovedajú litickým arenitom (v zmysle F.J.Pettijohn 1957, F.J.Pettijohn et al. 1976). Ich hlavnou zložkou sú angulárne až oválne zrnká kremeňa, podradne sú zastúpené úlomky hornín a živce, neovulkanická prímes (stopové množstvo) je reprezentovaná vulkanogénnym kremeňom, hypersténom a úlomkami vulkanických hornín (tab. 10). Štruktúra horniny je psamitická, nerovnomerne zrnitá s bazálnym, resp. pórovitým tmelom. Tmel je prevažne karbonátový, ojedinele limonitový a kremitý (J.Danillová in D.Vass et al. 1980).

Tabuľka 11 Ťažké minerály fiľakovského súvrstvia (podľa M.Markovej)

	%	φ
granát	42,5-66,7	44,6
zirkón	0,6-0,8	0,7
apatit	0,6-2,9	1,75
turmalín	1,9-2,0	1,95
rutil	1,2-1,4	1,3
anatas	0,5-0,6	0,55
titanit	0,2-0,3	0,25
epidot-zoizit	0,6-0,8	0,7
biotit	0,2-0,8	0,5
distén	0,2-0,6	0,4
limonit	0,5-1,2	0,85
ilmenit	6,2-8,2	7,2
karbonát	4,7-20,7	12,7

V ťažkej minerálnej frakcii (tab. 11) prevláda granát, vulkanogénne minerály sú zriedkavé a chýbajú minerály vyšších metamorfovaných zón s výnimkou disténu. Asociácie sú podobné asociáciám ťažkých minerálov lučenského súvrstvia (M.Marková, ústne oznámenie).

Vcelku petrografické rozborý pieskovcov upozorňujú, že v zdrojovej oblasti museli byť prítomné kyslé (i neovulkanické) aj bazické magmatické horniny, metamorfity vyš-

ších metamorfovaných zón, ale i sedimentárne horniny, zvlášť karbonáty a pod.

47 Hrubozrnné pieskovce tvoria zriedkavé polohy s plynulými prechodmi uprostred rozpadavých pieskovcov. Niekedy sú šikmo zvrstvené (malé šikmé zvrstvenia). Sú bohaté na glaukonit, ktorý ich sfarbuje do zelena. Obsahuje ílovito-piesčité laminky.

49 Jemnozrnné piesky - pieskovce so šlírovým habitom sa vyskytujú uprostred fiľakovského súvrstvia, napr. južne od Gemerských Dechtárov, v. od Jestíc, v okolí Petroviac. Jemnozrnné pieskovce makroskopicky pripomínajú prachovce lučenského súvrstvia. Sú sivé, hnedosivé až žltohnedé (vo zvetranom stave). Piesčitá frakcia tvorí laminky, čo spolu s bridličnatým rozpadom dáva hornine habitus šlíru. Hojná je v nich svetlá sluda. Niektoré polohy prechádzajú až do ílových prachov. Pomerne zriedkavo sa v nich vyskytujú lavičky hrubé 10-15 cm.

Najčastejšie textúry: vlnité, šošovkové a flaserové zvrstvenie, niekedy plasticky deformované (synsedimentárne sklzy). Triedenie pieskov je dobré (P.D.Trask l.c.), resp.

priemerne až mierne (G.M.Friedmann l.c.). Piesky sú slabo až silne vápnité.

Organické zvyšky sú vo fiľakovskom súvrství pomerne vzácne. Lokálne sa nachádzajú stopy organickej činnosti: rúrkové útvary dlhé 1-2 cm, s priemerom 1-5 mm alebo mierne ohnuté.

Nákkýše sú veľmi zriedkavé. Bohatší výskyt bol zaznamenaný v prachovcovo-jemnopiesčitej polohe vo vrte EH-2 jv. od Hostíc: *Lentipecten corneum denudatum*, *Tellina* (*Moerela*) *postera*, *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Nucula nucleus*, *Venericardia scalaris*, *Caviculina droueti wolffi*, *Thyasira* sp., *Corbula* sp., *Cavilucina* sp. Uvedené druhy majú široký stratigrafický rozsah od oligocénu, resp. od egeru po báden (A.Ondrejčíková in D.Vass et al. 1980).

Zloženie foraminiferových spoločností, ktoré spracovala V.Kantorová (1980), je veľmi podobné asociáciám egeru, menovite lučenského súvrstvia Rimavskej kotliny. V spoločnostiach sa však našli aj mladšie miocénne druhy: *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina praebuloides*, *Globigerinoides* sp., *Uvigerina parviformis*, *U. parkeri breviformis*, *U. bononiensis primiformis*.

V spoločnostiach vápnitej nanoflóry popri druhoch vyskytujúcich sa v egeri Rimavskej kotliny vystupujú aj druhy mladšie, medzi nimi indexový druh zóny NN 2 *Discoaster druggi*, ako aj sprievodné druhy tejto zóny: *Helicosphaera ampliapertura*, *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica*, *R.* cf. *excavata*, *Helicosphaera carteri*, *Triquetrorhabdulus* sp. a druhy *Discoaster deflandrei*, *D. aulakos*.

Stratigrafické zaradenie fiľakovského súvrstvia k egenburgu robíme hlavne na základe prítomnosti nanoflóry zóny NN-2, ako i na základe prítomnosti spodnomiocénnych foraminifer, ktoré sa nevyskytujú v egeri.

45 J a l o v s k é v r s t v y budujú svahy kopcov v oblasti j. a jv. od obce Drňa, j. od obce Chrámeč a v jv. časti územia v pohraničnej oblasti s MLR. Najtypickejšie sú vyvinuté v doline Jalová samota, podľa ktorej dostali názov. Budujú aj svahy kopca Kascito (319,0 m), svahy v okolí samoty Embertelen a svahy kopcov v. od Pohanského vrchu (390,0 m).

Vrstvy sa postupne vyvíjajú z podložného fiľakovského súvrstvia, resp. laterálne sa zastupujú s jeho vrchnou časťou. Oddola nahor všeobecne narastá hrúbka zrna, ktorá sa však zase smerom k prechodu do birinských vrstiev znižuje. Vrstvy dosahujú hrúbku až 120 m.

Jalovské vrstvy tvoria pieskovce (a rozpadavé pieskovce) s glaukonitom, veľkým šikmým zvrstvením, s polohami drobného zlepenca a s lavicami. Pieskovce majú hnedú, zelenohnedú, sivú, sivozelenú farbu. V šikmo zvrstvených polohách pozorovať zreteľnú vrstevnatosť. Vrstvičky sú hrubé 4-7 cm (max. až 17 cm). Majú internú textúru (pozitívne zvrstvenie) a na bázach miestami drobnozrné zle-

pence (ováľané rohovce hnedej a zelenej farby, priemer okolo 0,5 cm). Azimuty zväzkov šikmého zvrstvenia sú orientované na S, SZ, SSV, indikujú paleoprúdenie z J a JV. Uhly sklonu zväzkov sú prevažne v rozsahu 200–340. Z ďalších textúr v pieskovcoch sú erózne kanály a laminky perlitu až prachu, resp. fragmenty dezintegrovaných lamín. Štatistické zhodnotenie zrnitosti je uvedené v tab. 12.

Tabuľka 12 Priemerné hodnoty zrnitosti a vápnitosti jalovských a biriňských vrstiev – egenburg

		Jalovské vrstvy			Biriňské vrstvy			
		Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	Počet vzoriek	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	
Zrnitostné frakcie v %	Štrk		0,751	1,500		5,300	7,847	
	Piesok		97,785	1,524		87,260	11,788	
	Prach		1,222	1,000		6,000	3,756	
	íl		0,077	0,112		1,440	3,219	
Zrnitostné parametre	Trask	Md (mm)		0,312	0,064		0,307	0,042
		So	27	2,101	1,123	5	1,798	0,437
	momentové	X_{ff}		1,702	0,272		1,789	0,312
		$\Sigma \sigma_{ff}$		1,242	0,205		1,646	0,737
Vápnitosť %		23	3,844	2,061	3	4,843	0,495	

Tabuľka 13 Ťažké minerály jalovských a biriňských vrstiev – egenburg (podľa M. Markovej)

	jalovské vrstvy	biriňské vrstvy
granát	59,1	47,3
zirkón	0,3	
apatit	1,1	1,5
turmalín	1,1	2,6
staurolit	1,1	3,9
anatas	1,4	
andaluzit		0,2
sillimanit	0,6	0,2
distén	0,3	0,5
chlorit	3,1	4,9
biotit	0,3	0,5
amfibol	0,8	2,6
titanit		0,5
leukoxén	5,3	4,2
limonit		10,7
ilmenit	13,7	9,6
karbonát	7,3	10,1
fosfát	1,7	-

Pieskovce sú dobre (P.D.Trask l.c.), priemerne a mierne (G.M. Friedmann l.c.) triedené. Podľa obsahu CaCO₃ patria do skupiny nevápňitých sedimentov. Pevné lavice sú slabo až silne vápnité. Petrografickým zložením (tab. 10) sa tieto pieskovce podobajú pieskovcom fiľakovského súvrstvia. Patria do skupiny litických arenitov, ale majú relatívne vyšší podiel úlomkov hornín. Prevláda karbonátový tmel. Asociácia ťažkých minerálov sa podobá asociáciám z pieskovcov fiľakovského súvrstvia, ale je obohatená o vysokometamorfný minerál sillimanit (M. Marková, ústne oznámenie, tab. 13).

V jalovských vrstvách pozorovať miestami hojné stopy po organickej činnosti – rúrkovité rovné i ohnuté útvary, dlhé až 4 cm. Zriedkavo sa nachádzajú úlomky schránok morských mlžov (*Ostrea* sp., *Pecten* sp.) a fragmenty foraminifer. K egenburgu ich zaraďujeme vzhľadom na ich vzťah k fiľakovskému súvrstviu.

44 B i r i n s k é v r s t v y budujú vrcholy Petrovskej pahorkatiny na čs.-maďarskom pohraničí. Vystupujú tam, kde aj jalovské vrstvy, ležia v ich nadloží, prípadne do nich laterálne prechádzajú. Vyvíjajú sa postupne z jalovských vrstiev a to opätovným hrubnutím zrna pieskovcov. Hrúbka birinských vrstiev dosahuje 115 m. Litologicky sa podobajú jalovským vrstvám, ale sú menej odolné voči erózii, a preto netvorí stenové odkryvy. Sú to hrubo- a strednozrnné rozpadavé pieskovce s lávicami pevného pieskovca a šošovkovými polohami drobnozrnných zlepcov. Pieskovce majú hnedú, zelenohnedú a sivozelenú farbu. Zelený farebný odtieň im dáva glaukonit, viditeľný voľným okom. Zvrstvenie pieskovcov je menej výrazné než u jalovských vrstiev a šikmé zvrstvenie sa vyskytuje ojedinele.

V pieskovcoch sú rozptýlené valúniky, tvoria však aj šošovkové polohy, hrubé niekoľko cm. Valúniky kremeňa a tmavého rohovca dosahujú priemer 1–2 cm.

Prehľad o zrnitosti a vápnitosti dáva tab. 12. Sedi-ment je triedený dobre (P.D.Trask l.c.), resp. mierne (G.M.Friedmann l.c.). Rozpadavé polohy pieskovcov sú nevápnité (do 5 % CaCO_3), lavice sú až silne vápnité (do 45,3 %). Na základe petrografických rozborov (J.Danillová in D.Vass et al. 1980) birinské pieskovce patria do skupiny litických arenitov (tab. 10). Asociácia ťažkých minerálov sa podobá jalovským vrstvám (M.Marková, ústne oznámenie, tab. 13).

V birinských vrstvách sa nenašla žiadna fauna. Zaraďujeme ich k egenburgu na základe superpozičných vzťahov k jalovským vrstvám, resp. fiľakovskému súvrstviu.

Stredný miocén

Stredný miocén je v oblasti Rimavskej kotliny zastúpený len neovulkanitmi bádenského až sarmatského veku.

Neovulkanity vystupujú v severozápadnej časti regiónu, vytvárajú eroziou rozčlenenú náhornú plošinu v nadmorskej výške 470–500 m, lemovanú strmými svahmi relat. výšky 100–150 m, v ktorých sa vyskytuje väčšina prirodzených odkryvov. Okrajové časti vulkanického komplexu sú silne narušené početnými kryhovými zosuvmi na šlírovom súvrství egeru v podloží.

Na základe geologického mapovania a litologických

štúdií v tejto oblasti vyčleňujeme neovulkanity reprezentované súvrstvom epiklastík a pyroklastík amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov sz., s. a sv. od Rimavskej Soboty a na j. svahoch Slovenského rudohoria ako

Pokoradzské súvrstvie

Pomenovanie odvodzujeme od obcí Nižná a Vyšná Pokoradz severne od Rimavskej Soboty, v okolí ktorých je súvrstvie vo svojom typickom vývoji.

Za typový profil pokoradzského súvrstvia považujeme odkryvy v opustených lomoch a skalných bralách sv. od Vyšnej Pokoradze (obr. 3). Dopĺňujúce profily, ktoré charakterizujú litologickú variabilitu súvrstvia, sa nachádzajú sv. od Vyšných Valíc, s. od Hostišoviec a z. od Ratkovej (obr. 4).

Súvrstvie je súvislejšie rozšírené sz., s. a sv. od Rimavskej Soboty, v oblasti medzi obcami Hrachovo, N. a V. Pokoradz, Veľký Blh, Valice, Polina, Španie Pole, Kyjatice, Rimavská Baňa.

Severnejšie, na južných svahoch Slovenského rudohoria, je súvrstvie v dôsledku intenzívnejšej erózie zachované len v izolovaných reliктоch malého rozsahu v území z. a jv. od Ratkovej, v okolí Rybníka a s. od Višňového. Hrúbka súvrstvia v jeho južnej časti dosahuje 100–150 m a iba 20–60 m v izolovaných reliктоch v jeho severnej časti.

Pokoradzské súvrstvie spočíva v južnej časti územia na šlíroch egeru s výrazne plochým povrchom, v severnej časti územia na horninách mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika s vyvinutým reliéfom – súvrstvie tu vystupuje prevažne ako reliкty výplne paleoúdolí sj. a sz.-jv. smeru.

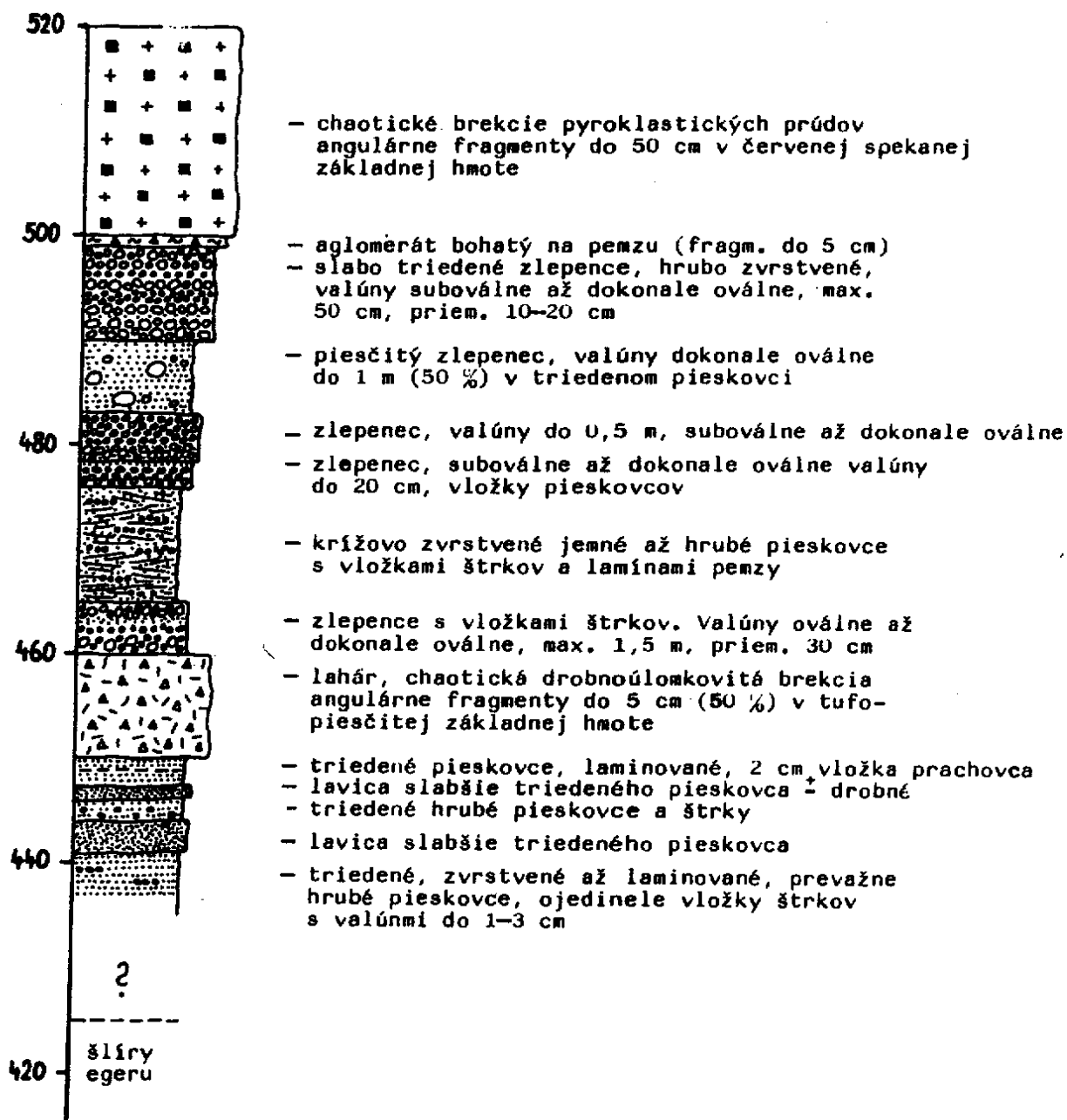
V nadloží pokoradzského súvrstvia už niet mladších hornín.

Stavba súvrstvia nie je v celom území jednotná, ale mení sa v závislosti na podmienkach vzniku a zdrojoch materiálu. V južnej časti územia nad bazálnymi vrstvami vo vývoji triedených epiklastických vulkanických pieskovecovo pomerne veľkej hrúbky (20–60 m) nasledujú epiklastické vulkanické zlepenice v hrúbke 10–60 m, ktoré sú s bazálnymi vrstvami späté litologickými prechodmi. V okolí Hostišoviec, Chvalovej a Španieho Poľa na niekoľkých miestach zlepenice nie sú vyvinuté a v sukcesii nasledujúce uloženie pyroklastických prúdov nasadajú priamo na bazálne vrstvy. V tej istej oblasti sa však objavuje málo mocná poloha epiklastických vulkanických zlepenic medzi uloženinami pyroklastických prúdov, prípadne aj v ich nadloží (s. od Hostišoviec).

Chaotické brekcie lahárov v hrúbke 5–20 m majú obmedzený plošný rozsah. Sú situované medzi bazálnymi vrstvami

a zlepenkami (s. od Pokoradze a jv. od Hostišoviec), alebo medzi polohami zlepenčov (okolie Vyšných Valíc).

V nadloží zlepenčov a v podloží pyroklastických prúdov vystupujú lokálne tenké polohy tufov a aglomerátov, ktoré indikujú lokálny zdroj vulkanických hmôt.



Obr. 3 Typový profil pokoradzského súvrstvia sv. od Vyšnej Pokoradze (J.Lexa 1982)

Najvyšším členom súvrstvia v južnej časti územia sú uložené pyroklastické prúdy, ktoré vytvárajú súvislú mohutnú polohu v hrúbke 20–60 m. Len v okolí Hostišoviec, Chvalovej a Španieho Poľa, kde pyroklastické prúdy nasadajú priamo na bazálne vrstvy, dosahuje ich celková hrúbka 80–100 m.

Severovýchodne od Pokoradze boli identifikované tri neky explozívneho typu, len v jednom prípade v kombinácii so žilou andezitu.

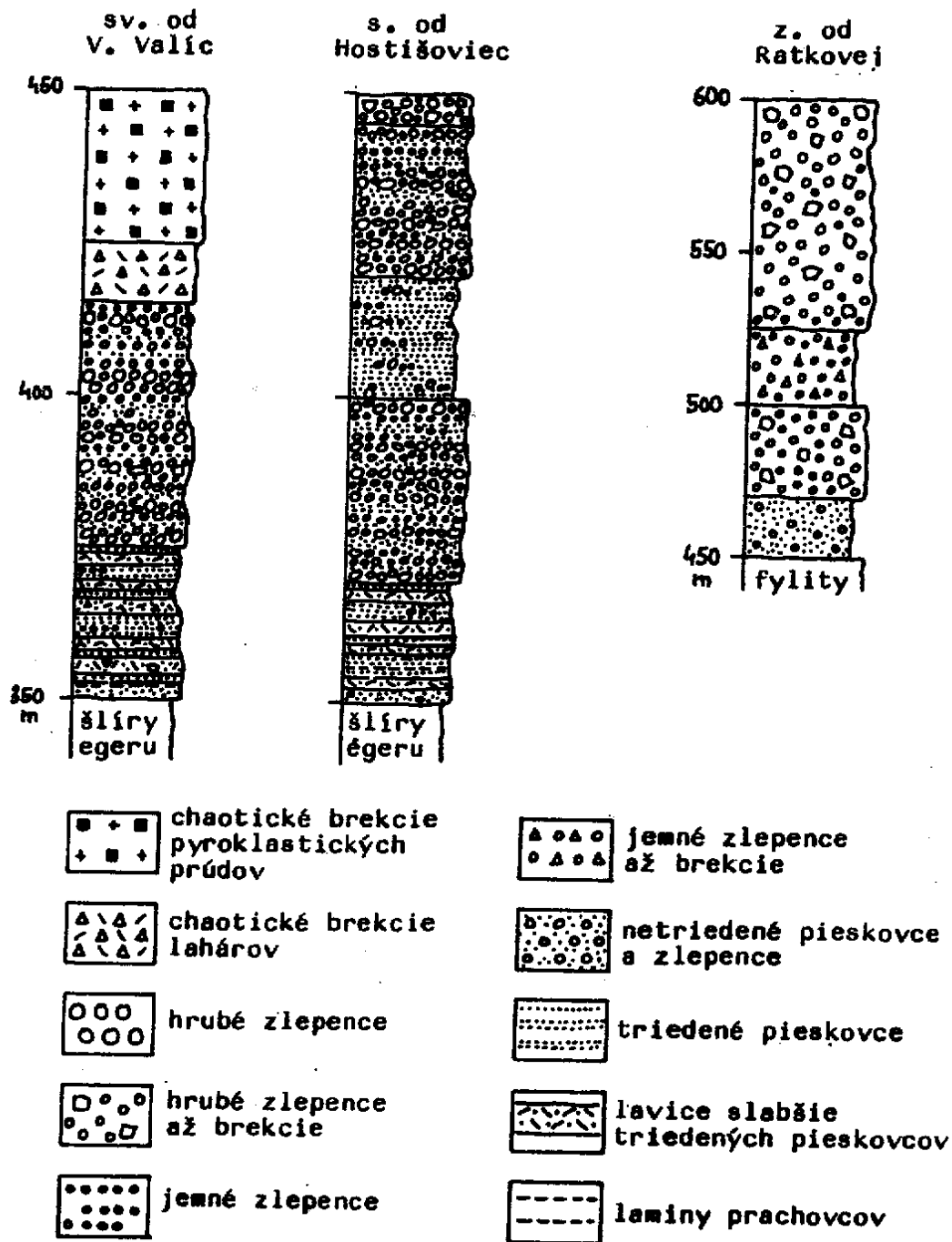
V strednej časti územia je súvrstvie menšej hrúbky a objavujú sa fenomény indikujúce uloženie na nerovnom reliéfe podložia. Bazálne vrstvy v hrúbke 10–30 m sú prevažne vo vývoji epiklastických vulkanických pieskovcov a zlepenecov. Vyššie nasledujú polohy zlepenecov, ktoré severným smerom vyznievajú. Vrchnú časť súvrstvia tu vytvárajú buď uložené pyroklastické prúdy (okolie Španieho Poľa a Kyjatíc), alebo hrubé epiklastické vulkanické brekcie s polohami zlepenecov (jz. od Hrušova, okolie obce Slizké).

V severnej a severovýchodnej časti územia súvrstvie nesie znaky uloženia v paleoúdoliach sz.-jv. až sj. smeru. V osových častiach paleoúdolí vystupujú v spodnej časti súvrstvia bazálne vrstvy vo vývoji netriedených epiklastických vulkanických pieskovcov a drobnoulomkovitých brekcií alebo konglomerátov do 30–40 m, len sv. od Rybníka boli na báze súvrstvia pozorované aj nevulkanické štrky a zlepenec (M. Maheľ 1953). Vyššie nasledujú buď epiklastické vulkanické brekcie s polohami zlepenecov (z. od Ratkovskej Zdychavy, z. a j. od Ratkovej, s. od Višňového) alebo uložené pyroklastické prúdy (v. od Ratkovskej Zdychavy, sv. a v. od Rybníka), ktoré v okrajových častiach paleoúdolí nasadajú aj priamo na podložie. Stavbu pokoradzského súvrstvia názorne zobrazujú profily na obr. 3, 4 a 5.

Litologická charakteristika hornín pokoradzského súvrstvia

Súvrstvie je v študovanej oblasti budované výlučne vulkanoklastickými horninami s výnimkou jedného z nekov sv. od Pokoradze. Na základe litológie vyčleňujeme nasledovné typy hornín, ktoré vytvárajú mapovateľné členy súvrstvia:

41 Zlepenec s nevulkanickým materiálom. Vystupujú v hrúbke do 25 m na báze výplne paleoúdolia sv. od Rybníka a vo forme 5–10 m hrubej polohy v rámci pieskovcov bazálnych vrstiev sz. od Dražíc. Zlepenec sú slabo spevnené, tvorené oválnymi až dokonale oválnymi valúnmi andezitov, žúl, kremencov a iných hornín kryštalínika v netriedenej hrubopiesčitej základnej hmote. Veľkosť valúnov je premenlivá, maximálne dosahuje 10–20 cm. Zlepenec s nevulkanickým materiálom vo forme nemapovateľných tenkých vložiek alebo samostat-

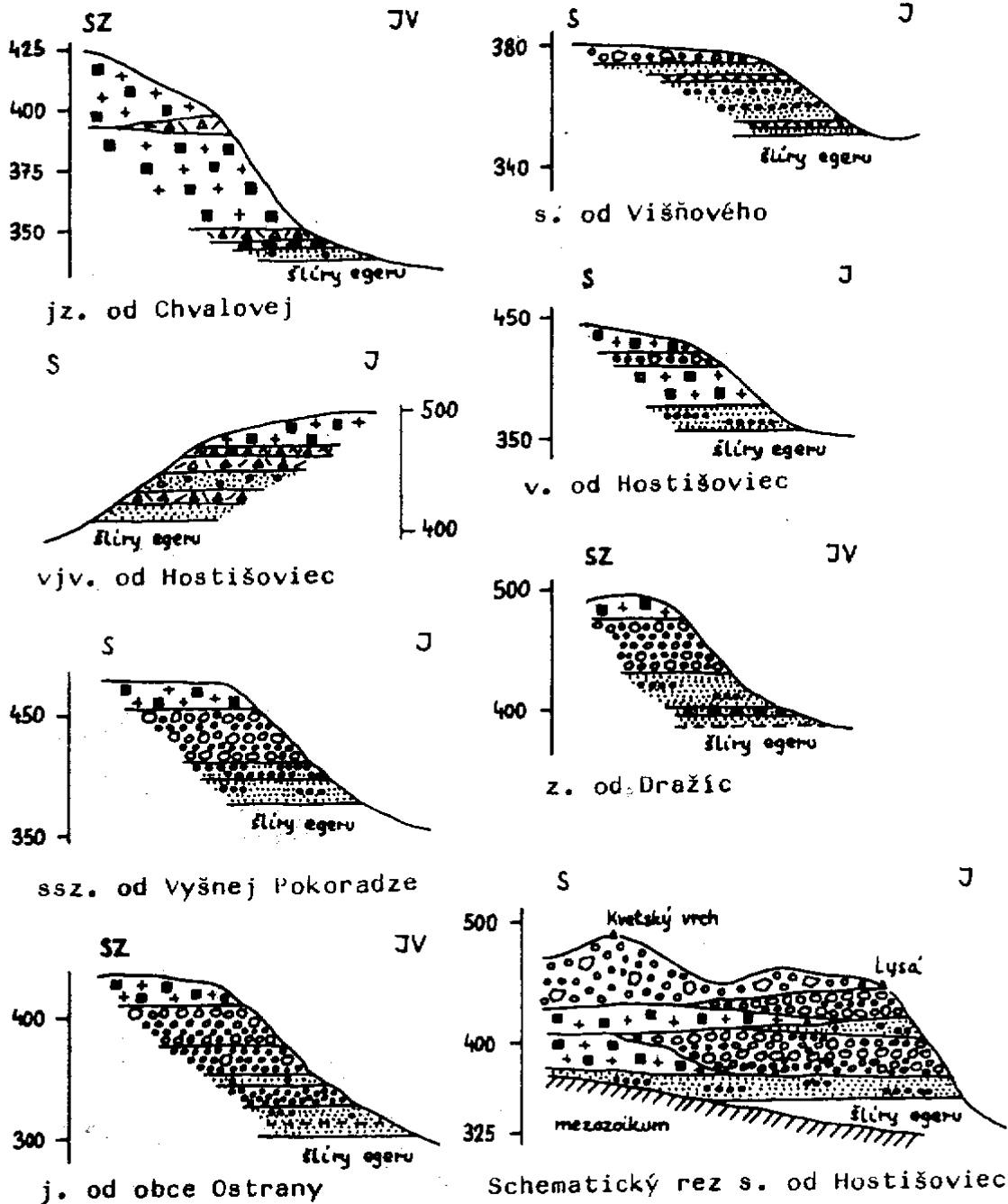


Obr. 4 Čiastočne schematizované profily pokoradzského súvrstvia (J.Lexa 1982)

ných zhlukov valúnov vystupujú v rámci bazálnych vrstiev aj v iných častiach územia.

38 Bazálne vrstvy vo vývoji triedených epiklastických vulkanických pieskovcov sú charakteristické pre južnú časť územia. Okrem pieskovcov sú

Obr. 5 Príklady stavby pokoradzského súvrstvia (J.Lexa 1982)



- chaotické brekcie pyroklast. prúdov
- aglomeráty a tufy
- uloženiny lahárov
- hrubé brekcie - zlepence
- hrubé zlepence
- jemné zlepence

- Schematický rez s. od Hostišoviec
- pieskovce s vložkami štrkov
 - zlepence s nevluk. materiálom
 - pemzový prúd
 - pieskovce
 - redeponované tufy
 - prachovce - ílovce

v menšej miere zastúpené štrky a zlepenca, drobnoúlomkovité brekcie, prachovce až ílovce a redeponované tufy. Bazálne vrstvy v tomto vývoji sú prevažne dobre triedené a zvrstvené.

Jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce sú veľmi dobre triedené, často pozorujeme znaky laminácie, krížových zvrstvení, gradácie a subakválnych sklzov. V južnej časti územia možno pozorovať aj lavice slabšie triedených pieskovcov s drobnými úlomkami veľkosti do 2 cm a závalkami prachovcov.

Polohy štrkov a zlepenčov v rámci bazálneho súvrstvia sú tenké a nesúvislé. Mapovateľná hrubšia poloha epiklastického vulkanického zlepenca so zvýšeným obsahom valúnov nevulkanických hornín vystupuje sz. od Dražíc.

Drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie v rámci bazálnych vrstiev sú späté prechodmi s hrubými, slabo triedenými lavicovitými pieskovcami.

Epiklastické vulkanické prachovce až ílovce vytvárajú tenké vrstvičky v hrúbke 1–6 cm, svetlej až fialovastej farby, s charakteristickou jemnou lamináciou.

Pribúdaním úlomkov svetlej pemzy a svetlých pórovitých andezitov pyroklastického pôvodu epiklastické vulkanické pieskovce lokálne prechádzajú do nesúvislých polôh redeponovaných tufov a pemzových tufov.

Materiál bazálneho súvrstvia je prevažne vulkanický v množstve do 5 % sú zastúpené zrná neovulkanických horníc – žúl, rúl, kvarcitických rúl, metakvarcitov a amfibolitov.

39 Bazálne vrstvy vo vývoji epiklastických vulkanických pieskovcov a zlepenčov sa od predchádzajúceho líši zvýšenou proporciou zlepenčov (až 50 %), nižším stupňom triedenia a opracovania materiálu (valúny sú subangulárne až oválne) a menej výrazným zvrstvením. V pieskovcoch je často prítomná jemná tufová substancia. V hrubých pieskovcoch sa často objavujú drobné úlomky andezitov. Prachovce a ílovce nie sú prítomné.

40 Bazálne vrstvy vo vývoji netriedených epiklastických vulkanických pieskovcov a drobnoúlomkovitých brekcií sú tvorené nevýrazne zvrstvenými, slabo triedenými hrubými epiklastickými vulkanickými pieskovcami s jemnozrnnou tufovou substanciou a ojedinelými úlomkami andezitov a pemzy veľkosti do 1–2 cm. Najmä v spodnej časti vrstiev pieskovce obsahujú i nevulkanický materiál v množstve do 5–10 %. Pribúdaním subangulárnych až suboválnych úlomkov andezitov veľkosti do 5–10 cm hrubé pieskovce prechádzajú do polôh drobnoúlomkovitých brekcií, s ktorými sa nepravidelne striedajú.

Epiklastické vulkanické zlepence vystupujú prevažne v strede pokoradzského súvrstvia, v jeho južnej a strednej časti. Zlepence nevystupujú samostatne, okrem hruboblokových až jemnozrnných zlepenčov sú prítomné vložky hrubých, dobre triedených pieskovcov. Z hľadiska zastúpenia pieskovcov a zrnitosti v mape vyčleňujeme:

37 Jemné epiklastické vulkanické zlepence s polohami pieskovcov. Jednotlivé polohy sú priestorovo nestále, často šošovkovité, dobre triedené, s vysokým stupňom zaoblenia valúnov. Zrnitosť sa pohybuje v rozmedzí 0,5–30 cm, 10–20 % predstavuje hrubo piesčitý tmel. Zlepence sa strieďajú s polohami triedených pieskovcov alebo prechádzajú do pieskovcov znižovaním zrnitosti (u triedených typov), resp. ubúdaním valúnov (u slabšie triedených typov) tak, že sa vyskytujú polohy pieskovcov s ojedinelými valúnmi a skupinkami valúnov po vrstevných plochách.

36 Hrubé epiklastické vulkanické zlepence. Od predchádzajúcich sa líšia menším zastúpením polôh triedených hrubých pieskovcov a zrnitosťou, veľkosť valúnov sa pohybuje v rozmedzí 20–100 cm. S hrubými zlepencami vystupujú podradne aj jemnejšie, opísané vyššie.

V základnej hmote zlepenčov a v piesčitých polohách na niektorých miestach možno pozorovať zvýšenú koncentráciu svetlej pemzy hyperstenicko-amfibolického a amfibolického andezitu, ktorá niekedy vytvára aj šošovkovité vložky redeponovaných tufov. Ojedinele sú prítomné valúny a drobné úlomky hornín kryštalínika.

35 Drobnouúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie s polohami zlepenčov vystupujú len v severnej časti územia v rámci výplne paleoúdolí a to prevažne v spodnej časti súvrstvia v tesnom nadloží bazálnych vrstiev. Ide o hrubo zvrstvené epiklastiká, dominujú drobnouúlomkovité brekcie až zlepence (podľa stupňa opracovania fragmentov), v menšej miere sú zastúpené polohy hrubých brekcií a zlepenčov a hrubých, slabšie triedených pieskovcov.

Stupeň triedenia a opracovania materiálu, ako aj charakter zvrstvenia opísaných epiklastík indikujú v severnej časti územia terestrické prostredie s ukladaním materiálu občasnými tokmi.

34 Hrubé epiklastické vulkanické brekcie s polohami zlepenčov. Vytvárajú hrubšie mapovateľné horizonty vo vrchnej časti pokoradzského súvrstvia v severnej časti

územia prevažne tam, kde nie sú prítomné uloženiny pyroklastických prúdov. Ide o hrubo zvrstvené epiklastická variabilnej zrnitosti, dominujú však hrubé brekcie a zlepence nad vložkami drobnouložkovitých brekcií a slabšie triedených hrubých pieskovcov. Tvorené sú subangulárnymi až suboválnymi fragmentmi priemernej veľkosti do 20 cm, maximálnej veľkosti až 1-2 m, ktoré pri vyvetrávaní poskytujú materiál charakteristickým blokovým svahovým uloženinám.

33 **C h a o t i c k é b r e k c i e l a h á r o v** (b) sú kompaktné, netriedené, vytvárajú dobre definované polohy v hrúbke 5-20 m. Angulárne až subangulárne fragmenty veľkosti do 0,5 m sú tvorené rôznymi andezitmi, ojedinele sú prítomné úlomky kryštalinika. V základnej hmote lahárov prevláda tufová substancia.

Lahár severne od Pokoradze obsahuje pomerne veľké množstvo dier po kmeňoch stromov s prednostnou sj. orientáciou, ktorá súhlasí s vymapovaným sj. smerom telesa laháru.

32 **A g l o m e r á t y a t u f y** vystupujú lokálne v podloží uloženín pyroklastických prúdov v hrúbkach 5-10 m. Aglomeráty sú chaotické až nezreteľne zvrstvené, len miestami prechádzajú do jemnejších uloženín typu pemzových tufov. Fragmenty sú tvorené tmavým pórovitým až struskovitým andezitom, ojedinelými celistvými andezitmi a žltou až hnedou pemzou. Základná hmota je tufová.

31 **U l o ž e n i n y p y r o k l a s t i c k ý c h p r ú d o v** hrubých až 100 m vytvárajú mohutný horizont vo vrchnej časti súvrstvia, najmä v jeho južnej časti. Ide o chaotické vulkanické brekcie tvorené angulárnymi fragmentmi celistvého sklovitého andezitu (10-30 %) a silne pórovitými až struskovitými fragmentmi zhruba sférického tvaru (30-60 %). Základná hmota je porovitá, tufová, s drobnými napenenými úlomkami, s príznakmi spekania. Prevládajú blokové pyroklastické prúdy s fragmentmi veľkými až 1 m, priemerne 5-10 cm, menej sa vyskytujú jemnozrnnejšie typy s fragmentmi do 10-20 cm.

30 **N e k y** malých rozmerov sv. od Pokoradze sú dôkladom existencie vulkanických centier v tejto oblasti. Najjužnejší a najväčší z nekov preráža cez epiklastické vulkanické zlepence. V okrajovej časti ho tvorí červenkastá blokovaná explozívna brekcia s fragmentmi pórovitého andezitu veľkosti až 1 m. V rámci tejto brekcie vystupuje aj vztýčený blok epiklastických vulkanických pieskovcov. Smerom dovnútra neku explozívna brekcia prechádza do struskovitej lávovej brekcie s intenzívnym spekaním, ktorá na vnútornej strane zase prechádza do doskovitého sivého andezitu.

Druhý nek situovaný približne 1 km sz. smerom taktiež

preráža cez epiklastické vulkanické zlepenca. Tvorí ho červenkastá explozívna brekcia podobná uloženinám pyroklastických prúdov. Angulárne až sférické fragmenty celistvého až pórovitého andezitu priemernej veľkosti 5–10 cm v množstve asi 80 % sú tmelené sivou andezitovou drtinou s príznakmi spekania a vertikálnej fluidality.

Tretí nek situovaný bližšie k obci Dražice tvorí brekciovite rozpukaný andezit s iníciaľným tvorením červenkastej spekanej základnej hmoty po trhlinách. Miestami dochádza aj k rotácii individualizujúcich sa fragmentov. Andezit je tmavý, mierne pórovitý.

Explozívny charakter nekov a litologický charakter ich výplne indikuje genetickú spätosť s uloženinami pyroklastických prúdov v ich okolí.

Petrografická charakteristika hornín pokoradzského súvrstvia

Z petrografického hľadiska je zloženie epiklastík a pyroklastík pokoradzského súvrstvia pomerne jednoduché. Prevláda augiticko-hyperstenický andezit s mikrolitickou základnou hmotou (väčšina fragmentov epiklastík) alebo hyalopilitickou základnou hmotou (väčšina fragmentov pyroklastických prúdov a identifikované neky). V menšej miere je zastúpený augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, ktorý tvorí časť fragmentov epiklastík a niektoré pyroklastiká a pyroklastické prúdy. V bazálnych vrstvách, lahároch a epiklastických vulkanických zlepencoch sú podstatne zastúpené aj hyperstenické a amfibolicko-hyperstenické andezity so sklovitou, hyalopilitickou, mikrolitickou alebo pilotaxitickou základnou hmotou. Pemza v redeponovaných tufoch, epiklastických vulkanických pieskovo-och a v základnej hmote hrubších epiklastík pozostáva prevažne z hyperstenicko-amfibolických až amfibolických andezitov. Zrnitosť andezitov sa pohybuje v rozmedzí 1,5–3 mm.

Vek pokoradzského súvrstvia

Stratigrafická pozícia zostáva naďalej nejasná až rozporná. M.Kuthan in O.Fusón et al. 1962 ho zaradil na základe analógie do svojej 2. andezitovej fázy bádenského veku, napriek údajom F.Němejca (1960) o flóre sarmatského veku v bazálnych vrstvách pri Nižnom Skálniku. Sarmatský vek flóry v bazálnych vrstvách pri Nižnom a Vyšnom Skálniku novšie dokladá na bohatom materiáli V.Sitár–I.Dianiška (1979). Rádiometrické datovanie metódou fission track na amfiboloch dalo však výsledky $16,4 \pm 0,6$ mil. rokov (valún amfibolicko-pyroklastického andezitu z epiklastického vulkanického zlepenca s. od Višňového) a $16,2 \pm 0,8$ mil. rokov (fragment pyroxenického andezitu s akcesorickým amfibolom z pyroklastického prúdu jz. od Chvalovej).

čo indikuje bádenský vek súvrstvia (I.Repčok 1981). Pali-
nologické štúdium vzoriek je vzhľadom na negatívne vzorky
zatiaľ bezvýsledné.

Vrchný miocén

Panón (pont?)

Do okolia Železného vrchu v Bodvianskej pahorkatine
v. od Šafárikova zasahujú z Maďarska sedimenty, ktoré pri-
náležia panónu, prípadne pontu. Na povrch nevystupujú.
Overil ich jediný vrt (DV-3 v hĺbke od 106 do 118 m, t.j.
12 m). Ležia diskordantne na triasových karbonátoch silic-
kého príkrovu a sú zakryté poltárskym súvrstvom. Sú to
sivé, tmavosivé a zelenosivé íly na báze s úlomkami karbo-
nátov z podložia. Obsahujú pestrú asociáciu minerálov:
granát, zirkón, apatit, turmalín, rutil, anatas, epidot,
staurolit a distén, typické sú drobné mangánové konkrécie.
Z ílových minerálov boli zistené tiež pestré asociácie:
montmorillonit, illit, kaolinit, kalcit (M.Marková 1974).

Autochtónna fauna nebola v íloch zistená. Vzhľadom
na odlišnosť od sedimentov egeru (chýbanie morskej fauny,
nevápňitosť) i od ílov poltárskeho súvrstvia (farba, pre-
vaha montmorillonitu niektoré špecifické ťažké minerály)
zaradujeme tieto vrstvy k panónu (resp. k uhľonosnému
pontu), ktorý je známy na susednom maďarskom území (na-
príklad vo vrte Alsó Szuha-1).

Pont

Sedimenty pontu spolu s otáznym panonom a eróznymi
zvyškami pliocénno-pleistocénnych bazaltov predstavujú
neskorú molasu. Rozšírené sú v západnej časti Bodvianskej
pahorkatiny a v severnej časti Rimavskej kotliny, odkiaľ
zasahujú hlboko do Slovenského rudohoria, kde vyplňajú
plytké depresie – staré erózne údolia. Vystupujú na po-
vrch alebo sú zakryté kvartérom. Zvyčajne ležia so skry-
tou diskordanciou na egeri (pri Železnom vrchu na panóne)
alebo diskordantne na predterciérnych horninách (s. od
spojnice Strelnica – Bretka – Coltovo – Dlhá Ves). Maxi-
málna hrúbka dosahuje asi 100 m (vrt DV-4 východne od Ša-
fárikova hlboký 114 m pont neprevrtal). Sedimenty pontu
sú zahrnuté do jednej litostratigrafickej jednotky – pol-
társkeho súvrstvia.

29 Poltárske súvrstvie

Pozostáva z polôh štrku, piesku a pestrých ílov.
Strky sú prakticky jediným litotypom súvrstvia, ktorý

možno pri geologickom mapovaní zistiť. Zväčša nejde o odkryvy v pravom zmysle, ale o tzv. štrkové rozsypy na poliach, prípadne v roklinách. Vo v. časti študovaného územia zloženie štrkov sa mení odhora nadol.

Vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú valúny rezistentných hornín: kremene a kremence. V strednej časti sa popri kremeňoch objavujú sericitické kvarcité porfýry, porfýroidy a granitoidy a v dolnej časti sú fialové a ružovkasté pieskovce (perm) a hnedasté ílovité bridlice (pravdepodobne meliatskej skupiny). V okolí Otročka a Gemerskej Vsi medzi valúnmi sú prítomné valúny až bloky (do 2,5 m) andezitových vulkanoklastík. Priemerná veľkosť valúnov kolíše od 4 do 8 cm. Stupeň opracovania valúnov je rôzny (sú oválne až angulárne).

P i e s k y. Tvoria v súvrství menej významné polohy, sú žltohnedej až okrovej farby a striedajú sa s polohami štrkov alebo v nich tvoria šošovkovité telesá.

Í l y a p r a c h y. Vyskytujú sa najmä vo vrchnej časti súvrstvia. Sú plastické a majú pestré sfarbenie, bežné u kontinentálnych sedimentov: žltohnedé, hnedé až svetlosivé. Tvoria ich kaolinit s prímiesou illitu a klasického kremeňa. V menšom množstve a v hlbších častiach súvrstvia je prítomný aj montmorillonit.

Charakteristickou zložkou asociácie ťažkých minerálov sú čierne konkrécie pyroluzitu, psylomelanu (55,1 %) a limonitu (26,8 %). Z alotigénnych minerálov sú hojné bázické minerály zo skupiny epidot-zoizit, amfibol, glaukofán, turmalín, illmenit, prítomné sú aj minerály kyslých eruptív (zirkón a v ľahkej frakcii kyslé živce).

Súvrstvie obsahuje sporadicky rastlinné zvyšky a veľmi vzácné aj palinomorfy (E.Planderová in J.Bystrický, V.Oravcová 1962). Bohaté spoločenstvo palinomorf z poltárskej formácie západne od študovaného územia (z okolia Poltára a Gemerskej Viesky) opísala E.Planderová (in Ď.Vass et al. 1982). Spoločenstvo poukazuje na pontský vek.

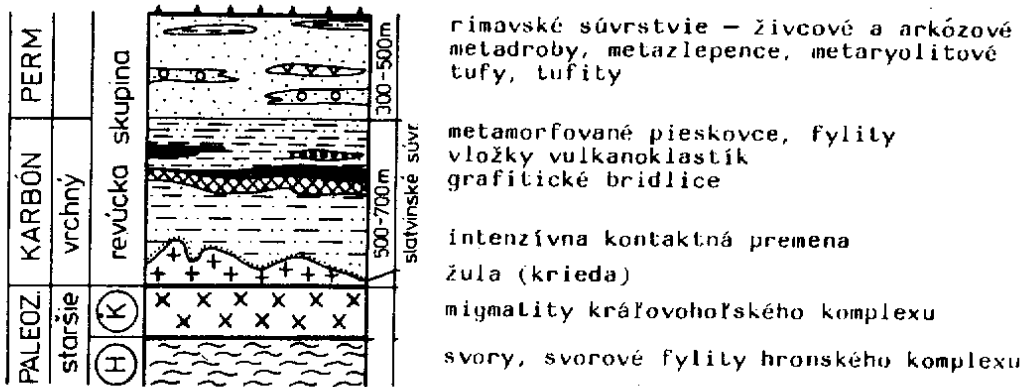
Pliocén—pleistocén

28 Cerová bazaltová formácia

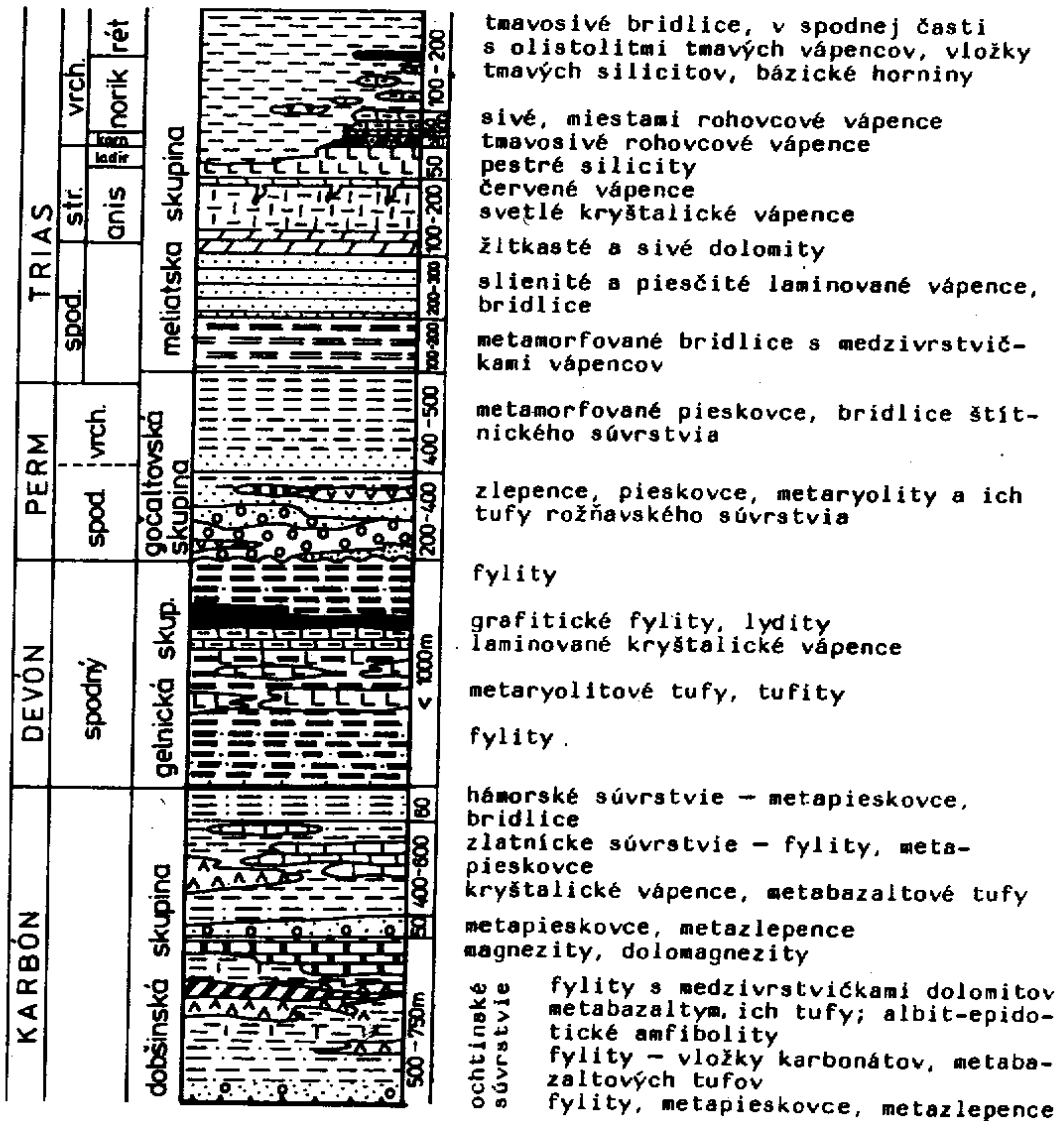
Cerová bazaltová formácia, rozšírená najmä západne od skúmaného územia, je zastúpená len dvoma diatrémami, južne od obce Gemerské Dechtáre. Výplň diatrém tvoria chaotické alebo zvrstvené tufy alkalických bazaltov. Charakteristická je prítomnosť bazaltových fragmentov a úlomkov až blokov egenburgských pieskovcov, niekedy s príznakmi prepálenia pri povrchu.

Vek Cerovej bazaltovej formácie je na základe ci-

Obr. 6a Stratigrafická kolónka – veporikum (A.Vozárová)

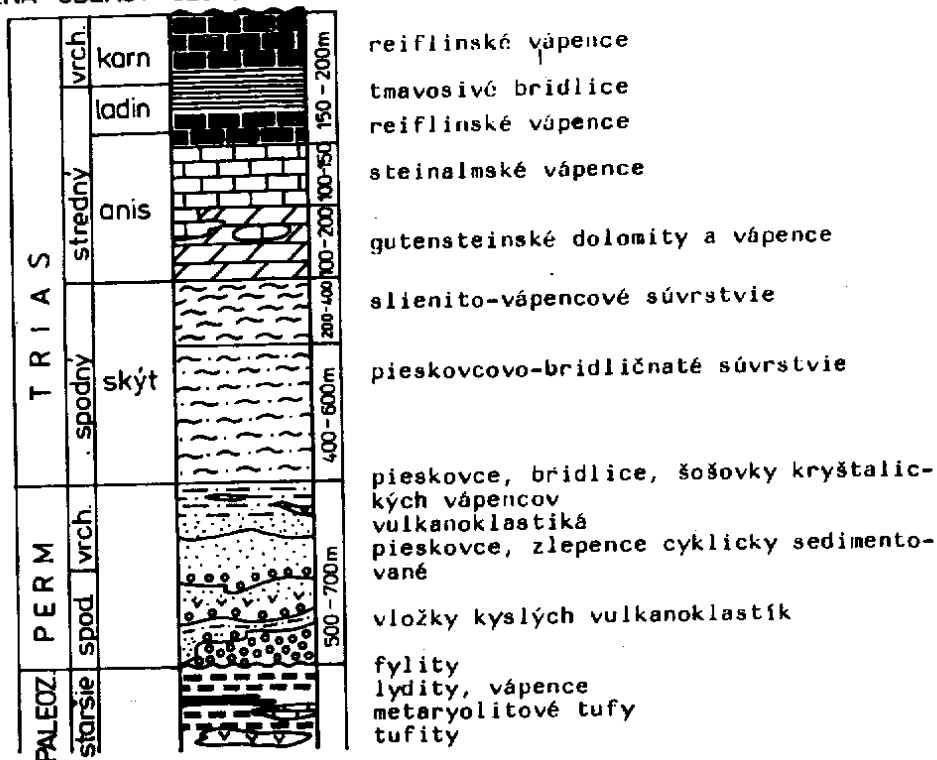


Obr. 6b Stratigrafická kolónka – gemerikum (A.Vozárová, Ľ.Gaál)

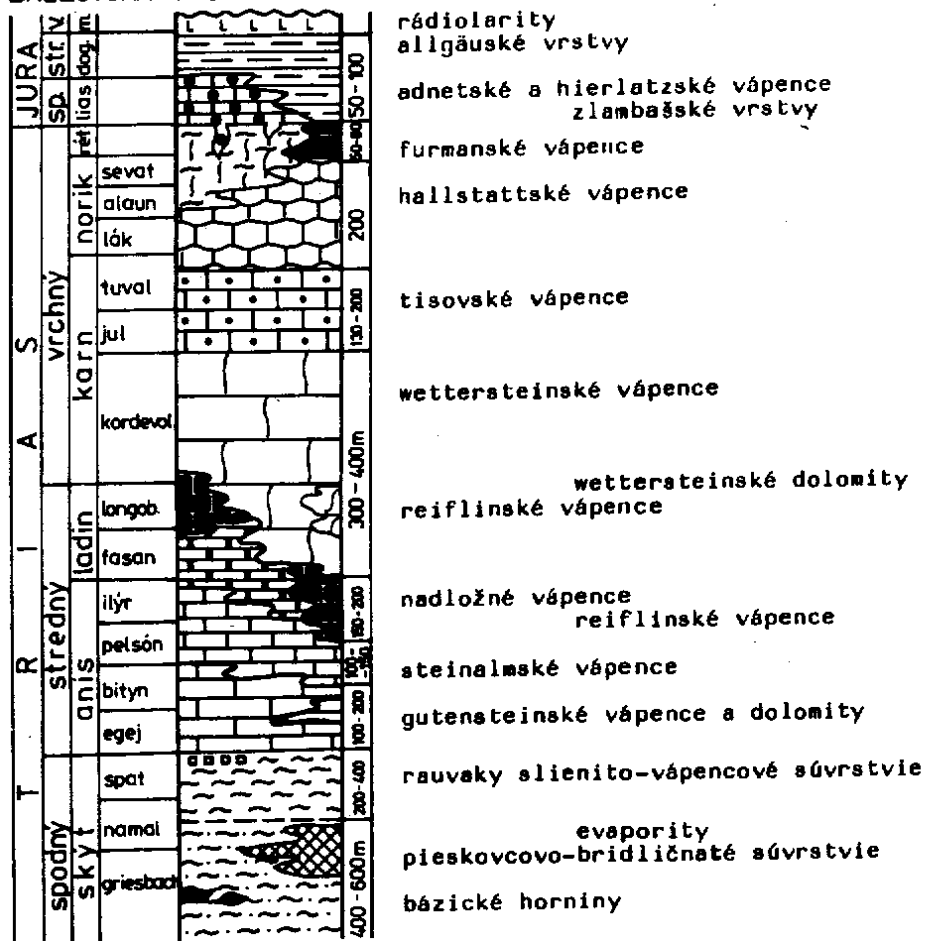


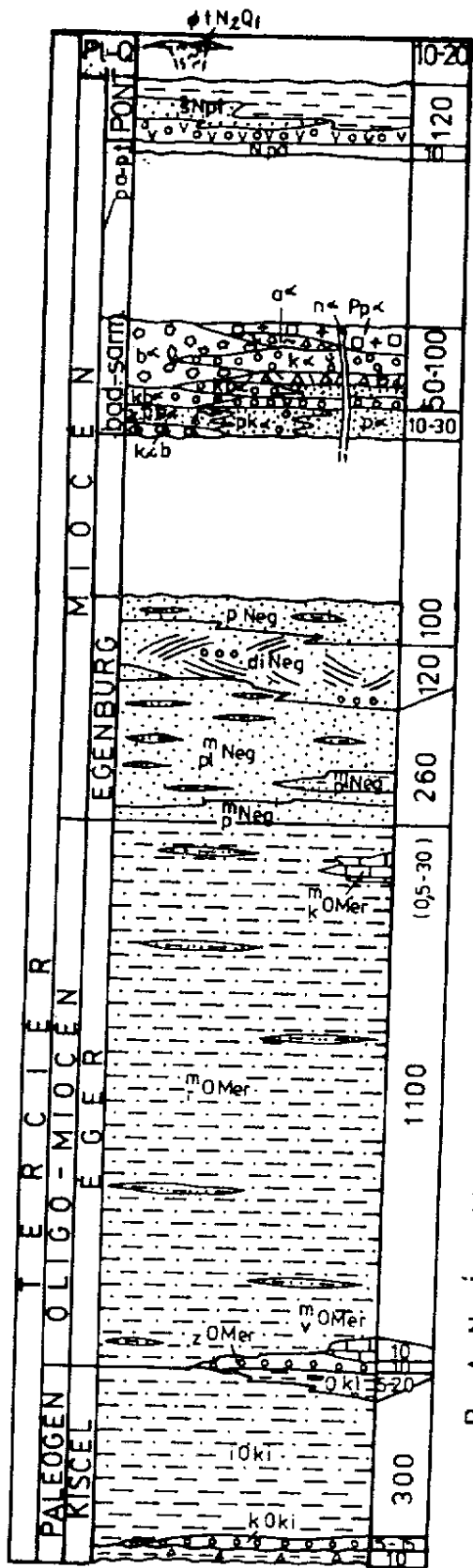
Obr. 6c Stratigrafická kolónka – silický príkrov (Ľ.Gaál, A.Vozárová)

FACIÁLNA OBLASŤ SLOVENSKEJ SKALY



BREZOVSKÁ FACIÁLNA OBLASŤ





INESKORÁ
MOLASA

cerová bazaltová formácia:
bazaltové tufy tN_2Q_1
Pont: poltárske súvrstvie: štrk, piesok,
pestré íly ($gNpt$)
íly a prachy (Npa)

HLAVNÁ MOLASA
STR. MIOCENI

pokoradzské súvrstvie: vek (n^k), pyroklastické prúdy (pp^k), aglomeráty a tufy (a^k), chaotické brekcie lahárov (b^k), hrubé epiklastické vulkanické brekcie (b^k), drobné brekcie so zlepcami (kb^k), hrubé epiklastické vulkanické zlepcy (k^k), jemné zlepcy s pieskvcami (kp^k), epiklastické pieskovce (p^k) – so zlepcami (pk^k), – s brekciami (pb^k), bazálne zlepcy s nevulkanickým materiálom ($k^k b$)

EGENBURG

birinské vrstvy: hrubo-strednozrnné rozpadavé pieskovce s drobnými zlepcami, glaukonitom a lavicami (p^{Neg})
jalovské vrstvy: piesky s glaukonitom, veľkým šikmým zvrstvením, s drobnými zlepcami a lavicami (di^{Neg})
filakovské súvrstvie: hrubo-zrnné pieskovce s glaukonitom (m^{Neg})
filakovské súvrstvie: jemnozrnné piesky so šlírovým prachom (p^{mNeg})
filakovské súvrstvie: rozpadavé pieskovce s lavicami (pl^{mNeg})
filakovské súvrstvie: piesky až rozpadavé pieskovce bez lavíc (p^{mNeg})

RANÁ MOLASA
EGER

bretské vrstvy: detritické a organodetritické vápence a brekcie ($ROMer$)

lučenské súvrstvie: vápnité prachy-prachovce (šlíř) s polohami piesku a ílu ($ROMer$)

budikovianske vrstvy: organodetritické piesčité a detritické vápence ($UOMer$)
panické vrstvy: zlepcy, brekcie, pieskovce ($ZOMer$)

hostišovské vrstvy: íly, prachy až piesky, miestami s uhoľnými ílmi a laminkami uhľia (OKi)

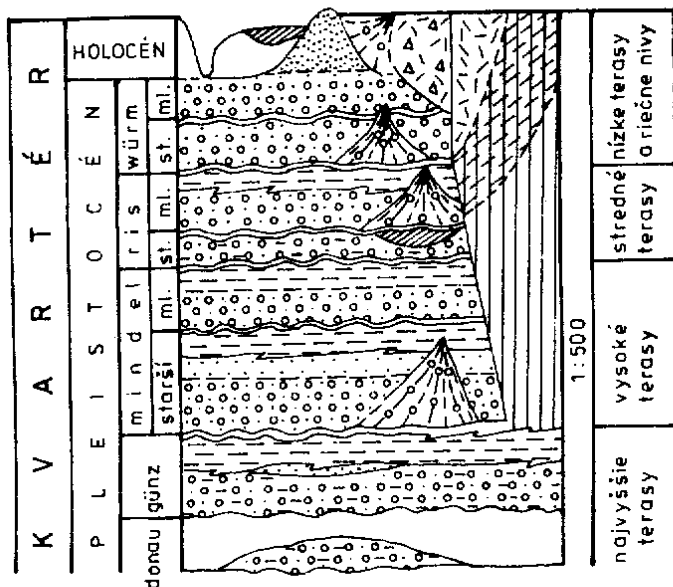
čížske súvrstvie: vápnité prachovce a ílovce ($iOKi$)













blžské vrstvy: zlepcy, brekcie, pieskovce ($kOKi$)

skálnické vrstvy: pestré íly s hrubým detritom (OKi)

Obr. 6d Stratigrafická kolónka Rimavskej kotliny (D.Vass, M.Elečko, J.Lexa)

cavčej fauny (O.Fejfar 1964) a rádiometrického datovania (K.Balogh-A.Mihaliková-D.Vass 1981) stanovený ako neskoropliocénny až pleistocénny (2,7[±]1,5 mil. rokov).



-  - spraše a sprašovité hliny
-  - polygenetické hliny
-  - deluviálne štrkovité hliny
-  - deluviálne hlinito-kamenité sedimenty
-  - proluviálne hlinité štrky a hliny
-  - fluviálne hlinito-piesčité, ílovité a piesčité sedimenty
-  - travertíny, sypké penovce
-  - fluviálne piesky s krátkym eolickým transportom
-  - fluviálne piesky
-  - fluviálne (povodňové) hliny a íly
-  - fluviálne piesčité štrky
-  - fluviálne piesčité a zahlinené štrky

Obr. 6e Stratigrafická kolónka kvartéru (J.Pristaš)

K v a r t é r

Kvartérne sedimenty v Rimavskej kotline tvoria súvislejšie pokryvy, ktoré najmä pozdĺž dolín riek hlboko zasahujú do Slovenského rudohoria a Slovenského krasu. Sporadicky sú zachované na svahoch Cerovej vrchoviny, kotlinovej a Bodvianskej pahorkatiny.

Výrazne sú zachované v doline Slanej, Rimavy, Blhu a ich väčších prítokov, kde tvoria systém 7-8 terasových stupňov budovaných sériami fluviálnych sedimentov spraší a sprašových hĺn.

Terasy riek Rimavskej kotliny podobne ako v Ipeľskej kotline (J.Pristaš 1981) členíme na najvyššie, vysoké, stredné, nízke a riečne nivy – pozri tab. 14.

Vyzdvihnutejšie a exponovanejšie svahy kotlinovej pahorkatiny a svahy Cerovej vrchoviny sú charakteristické jednotvárnym vývojom deluviálnych hlinitých a hlinito-piesčitých sedimentov. Na vyrovnaných plošinách neovulkanitov sa miestami zachovala kôra zvetrávania andezitov a tufov. Po ich obvode a na úpäti svahov Slovenského rudohoria je plášť deluviálnych hlinito-kamenitých sedimentov.

Maximálne hrúbky kvartéru (25 m) boli zistené na staršej mindelskej terase Rimavy (vrt BEV-1). Minimálne hrúbky tvoria mladé svahoviny na pahorkatinách a svahoch Slovenského rudohoria.

Tabuľka 14 Postavenie riečnych terás v Rimavskej kotline (relatívna výška povrchu (báza v m)

Názov terasy	Lokalizácia				
	Rimava		Blh	Slaná	Por. číslo
	R.Sobota -Kurinec	Jesenské	Radnovce	Kerepec	
najvyššie: vrchná stredná spodná	120/105	-	-	-	8
	110-115/100	110/95	110/95?	124/122	7
	90/80-85	85/83-73	75/60	105/90	6
vysoké: vrchná spodná	65-75/50	70/55	60/45	70-80/65	5
	-	35/25	45/30	50/30	4
stredné: vrchná spodná	35/25	20/10-12	20/12	30/20	3
	20-23/10	12-15/6	12-15/4-6	15/3-6	2
nízke	4-6/-1	6-7/-1	6/0-1	4-7/-1	1
riečne nivy (nivné)	0/-4-5	0/-5-6	0/-5-6	0/-6-7	0

V študovanom území vyčleňujeme tieto genetické typy kvartérnych sedimentov:

- fluviálne
- proluviálne

- eolicko-deluviálne
- deluviálne (eluviálno-deluviálne)
- organogénne
- jaskynné

Kvartérne sedimenty Rimavskej kotliny, príľahlej časti Slovenského rudohoria a Cerovej vrchoviny začleňujeme do najstaršieho, starého, stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

Pleistocén

Najstarší pleistocén

Vrstvy najstaršieho pleistocénu (eopleistocénu) sú zastúpené fluviálnymi sedimentmi troch najvyšších terás rozdelených výraznými etapami erózie a zvetrávania.

Najstaršie z nich, sedimenty vrchnej najvyššej terasy, reprezentované pestrými červenohnedými štrkami vystupujúcimi v nadloží poltárskeho súvrstvia a svetlosivými polymiktnými štrkami s výraznými červenohnedými až karmínovými pieskami a silne rubifikovanými fosílnymi pôdami, ktoré sú zachované pod čadičovým prúdom pri Ratke, na študované územie nezasahujú.

27 Donau

Výraznejšie je zachovaná stredná najvyššia terasa vystupujúca na pravom brehu Rimavy s. od Antolovej pustatiny a j. od obce Mojín; ďalej v sútokovej časti Rimavy a Blhu, pod kótou Ipeňník. V doline Slanej sú zvyšky uvedenej terasy zachované reziduálne na ľavom brehu v okolí obce Hubovo.

Fluviálne sedimenty (terasy) sú zastúpené bazálnymi štrkami korytovej fácie, pričom sa nachádzajú 20–25 m pod úrovňou bazálnych vrstiev poltárskeho súvrstvia. Miestami sú zastúpené piesčitými, slabo zahlinenými štrkami, ktoré pozostávajú z rezistentných valúnov kremeňa a kremenca. V zložení ťažkých minerálov terasy Rimavy prevládajú opakné minerály (95–98 %), ojedinele je prítomný rutil, zirkón, turmalín, epidot a zakalené minerály (J.Horniš – ústne oznámenie). Hrúbka fluviálnej série je 2–5 m.

V nadloží fluviálnych štrkov (mimo územia mapy) vo vrte VRS-18 (J.Pristaš 1971) na povodňových hlinách a íloch sú vyvinuté tehlovočervené až karmínové polymodálne, slabo piesčité hliny – silne rubifikované pôdy, najpravdepodobnejšie donau-günzského interglaciálu. Fosílna pôda prekrýva séria mladších sprašových hlin.

Súvislejšie sa zachovala spodná najvyššia terasa, tvoriaca v doline Rimavy 1–2 km široký zarovnaný pás územia vystupujúci na pravom brehu Rimavy od Rimavskej Bane po obec Hodejovce. Od obce Jesenské je sporadicky zachovaná na ľavom brehu rieky v okolí Belina a západne od Chanavy. Ďalej na ľavom brehu Slanej na čiare Lenka – Kesová samota Loci. Na báze terasy (pozdĺž eróznej hrany) vystupujú sivé až sivožlté piesčité, zvetrané štrky, pieskoštrky, s polohami a šošovkami stredno- až hrubozrnných pieskov. Podobne ako u všetkých starších terás prevládajú v petrografickom zložení štrkov rezistentné valúny žilného kremeňa a kremeňa, podradne sú však zastúpené valúny porfyroidov, pieskovca, kryštalickej bridlice a ojedinele zvetrané valúny andezitu. Litologicky pestrejšia je najmä fluviálna séria gúnzskej terasy Slanej, tvorená 3–4 m hrubým súvrstvom limonitizovaných a zahľinených piesčitých štrkov a pieskov (vrt ŠTV-17).

25 Na pieskoch leží 2–3 m hrubá vrstva hydromorfných žltosivých hĺn a ílov s čiernymi až hrdzavými limonitizovanými zátekmi, ktoré reprezentujú nivnú fáciu terasy.

V nadloží štrkov korytovej fácie vystupujú sivožlté až hnedasté, jemno- až strednozrnné piesky s ojedinelými drobnými valúnkami kremeňa.

Spravidla na povodňových hlinách, miestami na pieskoch pri korytových plynčín boli sformované silne rubifikované tehlovočervené fosílné pôdy gúnzsko-mindelského interglaciálu (kromer). V nadloží pôdneho horizontu (vrt RJK-9) vystupujú tehlovočervené ílovité hliny tuhej konzistencie, pod nimi svetlejšie červenosivošmuhovité a škvrnité hliny, s výraznou hrudkovitou štruktúrou. Hrúbka horizontu je 2–2,5 m. Fosílné pôdy zakrýva 7–9 m hrubá séria sprašových hĺn mladého pleistocénu.

Starý pleistocén

Mindel

Sedimenty starého pleistocénu v Rimavskej kotline a priľahlej časti Slovenského rudohoria i Slovenského krasu tvoria plošne najrozsiahlejšiu akumuláciu. Sú vyvinuté v dvoch terasových úrovniach (pozri geologické rezy 7, 8, 9) a zastúpené vrchnou a spodnou vysokou terasou. Terasy tvoria miestami 1–2 km široký pás pozdĺž Rimavy, Blhu a Slanej, sporadicky sú zachované v rozšírených úsekoch dolín v priľahlej časti Slovenského rudohoria. S formovaním vysokých terás úzko súvisí formovanie jaskynných sedimentov a priestorov vo Veľkej Drienčianskej jaskyni.

24 S vývojom vysokých terás je spojené aj formovanie terasovaných náplavových kužeľov, rozšírených na styku Rimavskej kotliny, predhoria Slovenského rudohoria a oblasti Slovenského krasu.

Náplavové kužele sú budované 4–6 m hrubým komplexom hlinitých štrkov zložených z hrubých blokov andezitov, tufov a s podradným zastúpením valúnov kremeňa. Vrchná vysoká terasa tvorí plošne najrozsiahlejší pokryv fluviálnych sedimentov, ktoré zreteľne vystupujú pozdĺž hrany terasy a na svahoch dolín bočných prítokov. Jej stavba bola overená viacerými vrtmi (pozri geologické rezy kvartéru). Smerom k predhoriu Slovenského rudohoria pozorujeme výraznú konvergenciu terás jednotlivých tokov, pričom vrchná vysoká terasa Rimavy vyznieva pri Veľkých Teriakovciach. Terasa Blhu končí pri Drienčanoch a terasa Slanej v okolí Čoltova.

23 Fluviálnu sériu vrchnej vysokej terasy (hrúbka 3–5 m) tvoria limonitizované piesčité štrky. Celý komplex je v porovnaní s fluviálnymi sedimentmi terás najstaršieho pleistocénu vytriedenejší a výraznejšie zvrstvený. Veľkosť stredného zrna štrkov z vrtu ORV-17 (Oravka) Md = 3,0, stupeň triedenia So = 6,32. Litologické zloženie pozdĺž jednotlivých tokov je nerovnomerné; prevláda však štrková zložka nad piesčitou. Maximálny priemer valúnov je 18–20 cm. Prevládajú dobre opracované valúny kremeňa, kremenca, kremítých porfýrov, kryštalických bridlíc, fylitov. Podradne sú zastúpené andezity a tufy. V ťažkej frakcii podľa ústneho oznámenia J. Horniša prevládajú opakné minerály (80–85 %), ojedinele sú prítomné granáty, zakalené minerály, epidot, amfiboly, rutil, turmalín a zirkón.

V nadloží fluviálnej série terasy sú vyvinuté sivé, žltosivé, miestami limonitizované hrubozrnné piesky. Vo vrtoch BEV-2 a BEV-3 v okolí Belína boli zistené okrovžlté až žltosivé strednozrnné eolické piesky, s neurčiteľnými fragmentmi malakofauny.

22 Nad pieskami vystupujú sivé až tmavosivé povodňové íly a hlíny s hnedými zátekmi a bridličnatým rozpadom. V ich nadloží pozorujeme 0,40 m hrubý horizont hrdzavočiernych železitých konkrécií a bročkov. Maximálna veľkosť konkrécií je 5–10 cm. Uvedený horizont je pravdepodobne ortšteinovým horizontom vyššie ležiacej interglaciálnej fosílnej pôdy (mindel-riš). Pôda je prekrytá miestami značne redukovanou sériou sprašovitých hĺn a soliflukčných sedimentov.

21 Fluviálne súvrstvie spodných vysokých terás – mladší mindel – zaberá užší priestor medzi vrchnou vysokou a vrchnou strednou terasou. Súvislý pás terasy je zachovaný v doline Rimavy medzi Pavlovcami, Ivanicami

a Chanavou, ďalej v doline Slanej, na jej ľavom brehu, medzi Gemerskou Panicou až po čsl.-maďarské hranice.

Na báze terasy vystupuje 3-4 m hrubé súvrstvie sivých križovo zvrstvených piesčitých štrkov, viac vytriedených piesčitých štrkov. Mineralogické a petrografické zloženie valúnov je podobné ako u vrchnej vysokej terasy. Miestami sú v ňom prítomné valúny silicitov.

Smerom k nadložiu súvrstvie piesčitých štrkov terasy prechádza do hrubozrnných ílovitých pieskov. V ich nadloží je výrazná 1-2 m vrstva sivých povodňových hĺn a ílov nívnej fácie.

Stredný pleistocén

Do stredného pleistocénu v študovanom území začleňujeme fluviálne súvrstvia dvoch stredných terás, ktoré vystupujú v dvoch úrovniach, proluviálne sedimenty stredných náplavových kužeľov a ojedinelé výskyty travertínov.

20 Ris

Morfologicky najvyššiu pozíciu zaberá vrchná stredná terasa, starší ris (preris), zachovaná najmä v Rimavskej kotline. Na báze terasy vystupujú piesčité, slabo zahline- né, miestami značne limonitizované štrky korytovej fácie so značným podielom proluviálnych hĺn. Sú to hnedé až červenohnedé štrky, zložené z poloopracovaných a opraco- vaných valúnov kremeňa, kremenca a hornín gemeríd. Nadložie terasy tvorí nepatrná skrývka sprašových hĺn a soli- flukčných hlinitiesčitých sedimentov.

17 Spodná stredná terasa (hlavná) - mladší ris - tvorí 1-1,5 km široký pás územia v doline Rimavy, Blhu, Slanej. Sporadicky je zachovaná i na väčších prítokoch v Slovenskom rudohorí a Slovenskom krase. Povrch terasy je prakticky vodorovný, len miestami pozorujeme nepatrný sklon k riečnym nivám tokov.

Terasa je budovaná 2-3 m hrubým súvrstvím sivých piesčitých štrkov korytovej fácie. Fluviálny materiál je dobre vytriedený. Priemerná veľkosť zrna terasy Rimavy v okolí Kurinca je Md - 0,2-2,2, koeficient vytriedenia So - 7,6, maximálny priemer valúnov je 10-15 cm.

Na báze terasy vystupujú zvodnené hrubé až veľmi hrubé štrky, ktoré sa smerom k nadložiu zjemňujú a prechádzajú do drobnejších zvrstvených štrkov, obsahujúcich výrazné polohy a šošovky dobre vytriedeného až hrubozrnného piesku. Materiál sa skladá z kremeňa, kremenca, podradne sú zastúpené pieskovce, porfyroidy, andezity a tufy, v dolnej časti Rimavy ojedinele čadiče. V zložení ťažkej frakcie v porovnaní so staršími terasami pri prevahe opak- ných minerálov (38-48 %) výrazne stúpa podiel granátov

(13–28 %), objavuje sa hyperstén. Výrazný je podiel zakalených minerálov, amfibolu, biotitu, epidotu. Podradne je zastúpený zirkón, chlorit, apatit, rutil a zoizit. Riský vek terasy je doložený výskytom nadložných fosílnych pôd rissko-würmského interglaciálu. Okrem toho vo fluviálnej sérii terasy pri Chrámci (J.Pristaš–Z.Schmidt 1977) boli nájdené kostné zvyšky *Mammuthus primigenius* (Blum.).

16 V nadloží fluviálneho súvrstvia vystupujú sivožlté a sivé ílovité oglejené hliny uzatvárajúce fluviálny cyklus.

Na povodňových hlinách a íloch sú sformované dva výrazné hnedozemné pôdne horizonty rissko-würmského interglaciálu. V nadloží terasy je spravidla zachovaná značne redukovaná séria spraší a sprašových hĺn.

18 Značne zúžený priestor v oblasti Slovenského rudohoria a Slovenského krasu zaberajú ojedinelé výskyt plochých náplavových kužeľov, budovaných hlinito-štrkovitým materiálom výplavov potokov.

S formovaním stredných terás úzko súvisí tvorba jaskynných priestorov a sedimentov v Malej jaskyni pri Drienčanoch.

19 Severovýchodne od obce Stránska (Rimavská kotlina) sa na fluviálnych štrkoch preriskej terasy nachádza väčší výskyt travertínu. Travertínová kopa je budovaná tvrdým kompaktným, celistvým, v spodnej časti doskovitým travertínom bielej až sivobielej farby, s ojedinelými drobnými valúnikmi kremeňa a polohami sypkého travertínu. Hrúbka travertínového ložiska dosahuje 5–6 m (vrt VSH-10).

V kompaktných travertínoch sa nachádza malakofauna. Ide najmä o druhy:

Pupilla loessica Lžk., *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. a *Succinea oblonga* Drap (Z.Schmidt 1970). Prítomnosť chladných prvkov pupilovej fauny naznačuje chladnejší ráz podnebia štádiálu mladšieho obdobia risu.

Mladý pleistocén

Würm

Sedimenty mladého pleistocénu v študovanom území sú zastúpené proluviálnymi sedimentmi nízkych náplavových kužeľov, piesčitých štrkov nízkych terás riek, piesčitými štrkami dnovej výplne nív, fluviálnymi pieskami s krátkym eolickým transportom a rozsiahlym pokryvom spraší a sprašových hĺn polygenetických hĺn pahorkatín, deluviálnych hlinitých a hlinito-kamenitých sedimentov.

15 Proluviálne sedimenty nízkych náplavových kuže-

Ťov sú rozšírené v predhorí Slovenského rudohoria. Tvoria ploché náplavové kužele budované hlinito-štrkovým materiálom.

14 Súvislejšie sa zachovali úzke pásy nízkej terasy (starší wŕm) Rimavy, Blhu a Slanej, zachované medzi riečnou nivou a spodnou strednou terasou.

Báza terasy sa nachádza na úrovni povrchu riečnych nív, prípadne 1–2 m pod ich povrchom.

Fluviálne vrstvy nízkej terasy sú tvorené piesčitými vytriedenými štrkami. Valúnový materiál je dobre opracovaný, zložený z kremeňa, kremencov, andezitu, tufov, kryštalických bridlíc; ojedinele silicitov a bazaltov. Vyššie ležia piesčité štrky s polohami vytriedeného jemno- až strednozrnného piesku ($So = 1,9-2$). Nadložná časť súvrstvia je miestami limonitizovaná. Minerály ťažkej frakcie nízkej terasy Rimavy sú zastúpené hlavne opaknými minerálmi (30–34 %). Hojne sú prítomné amfiboly, granáty, epidot, zoizit, hyperstén a zakalené minerály (J.Horniš – ústne oznámenie).

V nadloží fluviálneho súvrstvia leží 2–3 m hrubá séria spraší a sprašových hĺn.

13 Najnižšiu pozíciu v dolinách riek zaberá dnová výplň riečnych nív odkrytá korytami riek.

Dnová výplň je budovaná 2–3,5 m hrubým súvrstvom zvodnených piesčitých štrkov. Na báze výplne sú vyvinuté hrubé sivé štrky, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do výrazne zvrstvených jemnejších štrkov s lavicami pieskov ($Md = 0,5$; $So = 3,16$). Petrografické zloženie štrkov dnovej výplne je podobné ako u nízkej terasy. V zložení ťažkých minerálov na prvé miesto vystupujú granáty (35 %), ďalej sú opakné minerály (22–28 %). Značne stúpa podiel hypersténov (7 %).

12 V bezprostrednom nadloží fluviálnej série dnovej výplne v okolí Lenartoviec sa zachovali drobné bochníky svetložltých až sivých pieskov. Presypy pieskov vyčnievajú 1–5 m nad riečnou nivou. Sú budované 4–6 m hrubým komplexom stredno- až hrubozrnných pieskov. Forma a usporiadanie presypov, ako aj opracovanie a zakalenie zŕn svedčia o ich krátkom eolickom transporte.

8 Spraše a sprašové hliny (eolicko-deluviálne sedimenty) tvoria viac-menej súvislý pokryv na fluviálnych sedimentoch nízkej, stredných, vysokých a najvyšších terasách Rimavy a Blhu – tiež Slanej. Sprašový pokryv je prerušený len na veľmi exponovaných svahoch a erózných hranách terás.

Celkove v stavbe sprašových sérií terás pozorujeme postupne zväčšovanie hrúbky smerom k starším terasám. Na

nízkej terase tvoria 1-2 m hrubý pokryv, na stredných 4-6 m, na vysokých a najvyšších terasách 6-8 m pokryv.

Sprašový pokryv jednotlivých terás je značne odlišný, a to tak obsahom fosílnych pôdnych horizontov, ako aj granulometrickým zložením. Sú to zväčša ílovité, ílovito-prachovité, slabo piesčité, nevápnité alebo slabo vápnité hliny. Maximálny obsah karbonátov je 1 % - Karbonáty sú zväčša rozptýlené alebo tvoria drobné konkréciové horizonty vystupujúce v podloží recentných a fosílnych pôdnych horizontov. Výraznejší je obsah humusu, ktorý sa pohybuje od 0,14 % u fosílnych pôd najstaršieho pleistocénu; 0,30-0,40 % u pôd starého, stredného a mladého pleistocénu. Obsah humusu u recentných pôd kolíše od 1,5 do 2,8 %. Spraše a sprašové hliny študovaného územia sú charakteristické drobnou hranolovitou odlučnosťou. Fauna sa takmer nevyskytuje.

Na základe dvoch, miestami až troch fosílnych horizontov hnedozemí začleňujeme podstatnú (najmä vrchnú) časť sprašových sérií terás do mladého pleistocénu - wörmu.

9 Hlinito-piesčité (deluviálne), sprašovité, polygenetické sedimenty sú rozšírené na medziriečí Rimavy, Blhu a Slanej, kde budujú najmä úpätia svahov pahorkatín.

Značná energia reliéfu kotlinových pahorkatín, cyklické obnovovanie expozície svahov a prehlbovanie dolín v priebehu pleistocénu a holocénu spôsobili, že došlo k úplnej deštrukcii starších zvetralín. Výraznejšie hrúbky svahovín sa zachovali len na tesnom úpätí svahov a úvalín a tvoria deluviálne plášte. Sú to diageneticky málo pozmenené a odvápnené zvetraliny egerských prachov a pieskov. Vo väčšine prípadov sú zastúpené žltosivými až okrovožltými prachovitými, prachovito-piesčitými a ílovitými hlinami. V oblasti rozšírenia štrkov poltárskeho súvrstvia s výraznými

10 polohami preplavených štrkov a ílov. Na strmých svahoch bočných dolín vytvárajú drobné ploché (prúdové) zosuvy. Maximálna hrúbka celej série je 2-5 m.

Vekove celá série zväčša spadá do obdobia mladého pleistocénu až holocénu - wörm-holocén.

11, 11' Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty (svahoviny) sú rozšírené pri s. okraji Rimavskej kotliny, budujú svahy Slovenského rudohoria a úpätia Slovenského krasu. Sú zastúpené soliflukčnými a deluviálnymi, a najmä zosunutými kryhami vulkanoklastík, ktoré sa nachádzajú v rozličných štádiách zvetrania a deštrukcie. Hrúbka hlinito-kamenitých delúvií je nepatrná - 1 až 5 m. Delúviá sú zastúpené chaoticky uloženými ostrohrannými a zvetranými úlomkami a blokmi andezitov a tufov s polohami červenohnedých hlin.

Na styku s pokryvmi terás a kotlinovou pahorkatinou

do hlinito-piesčitých sprašovitých a sprašových hlín. Formovanie delúvií prebiehalo počas celého obdobia kvarteru. V súčasnosti sa zachovali len mladé pleistocénne a holocénne plášte a staršie zvyšky kryhových zosuvov (Pokoradz-Zacharovce).

Holocén

Vrstvy holocénu predstavujú najmladšiu, plošne značne rozsiahlu etapu vývoja sedimentov Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria a Slovenského krasu.

Počas holocénu došlo na území kotliny k nepatrnému prehĺbeniu korýt riek do piesčitých štrkov dnovej akumulácie a k rozsiahlej akumulácii jemnopiesčitého, hlinitého a štrkovitého materiálu, hlinitých a hlinito-piesčitých sedimentov holocénnych náplavových kužeľov. Intenzívnejší vrez korýt riek sa odohral len v oblasti Slovenského rudohoria a je spojený hlavne s regresívnou eróziou tokov.

2 Nivný kryt dolných častí Rimavy, Blhu, Slanej a ich prítokov podľa vrstov (J.Orvan 1963) je budovaný 3-5 m hrubým súvrstvom hlinitých, hlinito-piesčitých a ílovitých povodňových sedimentov.

Na báze nivnej fácie (krytu) Rimavy, Slanej a Blhu vystupujú tmavosivé, zelenkavé piesčité íly, miestami piesky a íly so zvyškami drevín. V ich nadloží sú sivé, čiernosivé až čierne humózne plastické íly resp. lúčne humózne pôdy (atlantik). Na íloch je vyvinuté litologicky pestré súvrstvie piesčitých hlín s polohami pieskov. Výrazný je nadložný hlinitý pôdny horizont reprezentovaný nivnou (lúžnou) černoziemnou pôdou.

6 Na povrchu nivy sú miestami zachované depresie (zvyšky zazemnených mŕtvych ramien), vyplnené kalovými humóznymi sedimentmi a vrstvami slabo rozloženej slatiny.

3 Úzke doliny potokov a predhorí Slovenského rudohoria sú budované hlinito-piesčitými a štrkovitými sedimentmi prívalových vôd.

4, 5 Vrchnú časť nivného súvrstvia v ústiach potokov a miestami povrch mladšej ríšekej a staršej wŕmskej terasy prekrýva hlinito-piesčitý alebo hlinito-štrkovitý a kamenitý komplex (2-6 m) náplavov (proluviálnych sedimentov), ktoré sa vkladajú do pestrého súvrstvia niv hlavných tokov.

7 Na povrchu mladšej ríšekej terasy pri štátnej nemocnici v Šafárikove boli zistené dosiaľ neopísané mladé holocénne vrstvy hrdzavého, sivého, sivobieleho penovca,

pieskov, striedajúce sa so žltohrdzavým spevneným travertínom. Ďalšia lokalita travertínu sa nachádza pravdepodobne východne od obce Včelínce, kde tvorí nápadný kopec zakrytý sprašovými hlinami.

1 S intenzívnou hospodárskou činnosťou v oblasti Rimavskej kotliny a v príľahlej časti Slovenského rudohoria sú spojené plošne značne rozšírené haldy navážky a hlušiny.

GEOFYZIKÁLNE VÝSKUMY

Rimavská kotlina patrí medzi oblasti, kde geologické, výskumné a prieskumné práce sú podstatne dopĺňané geofyzikálnymi meraniami. Výskum v tejto oblasti sa začal v päťdesiatych rokoch gravimetrickými meraniami (T.Kolbenheyer 1951). Po tiažových meraniach boli realizované aj refrakčné seizmické merania (O.Bursa, B.Jurga 1953). V rokoch 1960-1969 boli v študovanej oblasti vykonané aj detailné geofyzikálne merania (R.Bárta 1962, I.Pola 1963, P.Beránek, J.Hricko 1967, J.Hricko 1968, V.Vybíral 1968). Regionálne geofyzikálne merania v mierke 1:200 000, realizované pre účely štátnej gravimetrickej, aeromagnetickej a aeroradiometrickej mapy boli ukončené v roku 1963 (J.Ibrmajer 1963, J.Mašín 1963).

Sústredený záujem o Rimavskú kotlinu sa začal začiatkom sedemdesiatych rokov v súvislosti s geologickým mapovaním študovaného územia v mierke 1:25 000. Súčasťou geologického mapovania bol aj systematický geofyzikálny výskum. V tejto oblasti postupne boli aplikované gravimetrické, magnetické, geoelektrické a seizmické merania, doplnené o štúdium fyzikálnych vlastností hornín a priniesli množstvo informácií o geofyzikálnych poliach a o fyzikálnych rozhraniach (viď príl. 1). Faktický materiál získaný geofyzikálnym výskumom potvrdil, že v Rimavskej kotline existujú fyzikálne diferencované prostredia, ktoré sú v kauzálnom vzťahu s geologickou stavbou.

VÝSLEDKY GEOFYZIKÁLNYCH VÝSKUMOV

Z analýzy získaného faktického materiálu vyplýva, že horniny, ktoré tvoria geologickú stavbu Rimavskej kotliny, predstavujú z hľadiska ich fyzikálnych vlastností značne heterogénny súbor. Pestrosť geologickej stavby tretohorného komplexu, ako i jeho podložia sa odráža aj v geofyzikálnych poliach.

Objemové hustoty hornín tretohornej výplne kotliny (bez vulkanických) kolíšu v rozpätí 1,80-2,40 kg/dm³. Pre hustotné parametre hornín predtretohorného podložia je charakteristická relatívne väčšia vyrovnanosť. Objemové hustoty týchto hornín kolíšu v rozpätí 2,51-2,98 kg/dm³.

Najvýraznejšia zmena hustotných parametrov vo vertikálnom smere je v miestach styku terciérnych hornín s podložnými útvarmi. Vo vrte FV-1 sa skokom mení veľkosť objemovej hustoty z 2,28 na 2,76 kg/dm³. Údaje o magnetických vlastnostiach hornín, získané zo vzoriek z prirodzených odkryvov, resp. z vrtovej sondy umožňujú konštatovať, že terciérne horniny bez vulkanitov možno považovať prakticky za veľmi slabo magnetické. Aj prevažná časť hornín budujúcich predterciérne podložie sa vyznačuje prevažne nízkymi priemerými hodnotami magnetickej susceptibility a prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie.

Z uvedeného prehľadu o fyzikálnych vlastnostiach hornín budujúcich študovanú oblasť vyplýva, že geofyzikálne merania prispeli pri riešení týchto úloh geologického výskumu:

- konštruovanie reliéfu predterciérneho podložia,
- vymapovanie výskytov magnetických hornín,
- vymapovanie hustotných nehomogenít.

R e l i é f p r e d t r e t o h o r n é h o p o d l o ž i a

Reliéf sa vyznačuje postupným zvyšovaním od juhu na sever. Takto charakterizovaný priebeh reliéfu je deformovaný niekoľkými morfológickými eleváciami a depresiami (obr. 7).

Významné morfológické elevácie:

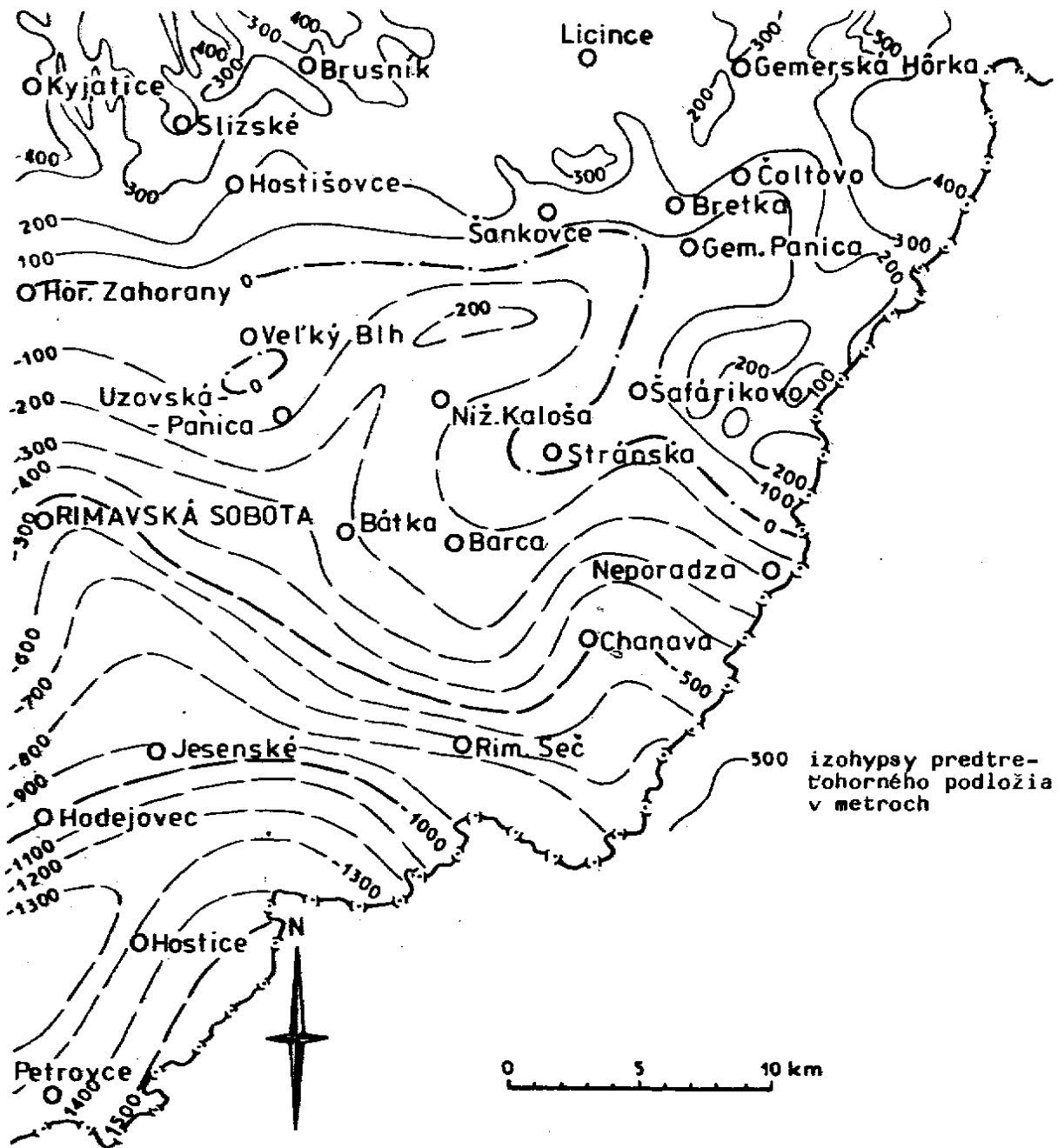
- šafárikovská elevácia,
- elevácia podložia pri Veľkom Blhu,
- elevácia podložia západne od Hostíc.

Výrazné morfológické depresie:

- depresia podložia v blízkosti čs.-maďarských štátnych hraníc v oblasti Cerovej vrchoviny,
 - poklesnutá kryha podložia v okolí obce Chanava,
 - depresia podložia v okolí N. Kaloše,
- depresná forma predterciérneho podložia pri Rimavskej Sobotě.

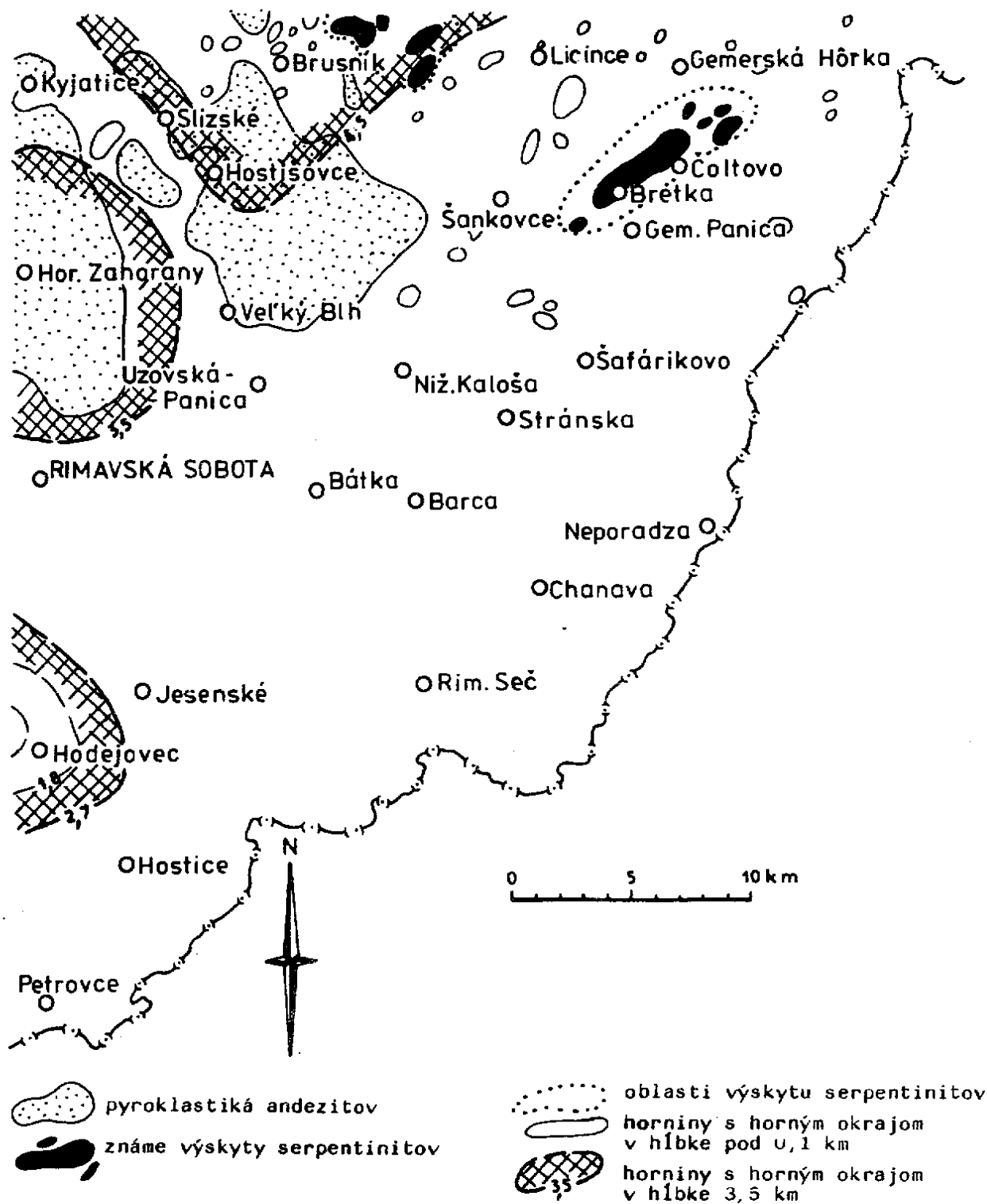
V ý s k y t y m a g n e t i c k ý c h h o r n í n

Hlavnou príčinou magnetických anomálií malej plošnej rozlohy v študovanej oblasti sú produkty mladého vulkanizmu, ktoré sú najrozšírenejšie severne od Rimavskej Soboty (obr. 8). Zdroje plošne rozsiahlejších magnetických anomálií predpokladáme v predterciérnom podloží. Najvýraznejšia magnetická anomália bola zistená v širšom okolí Horných Záhoran. Hĺbku horného okraja magnetických hornín tu interpretujeme v 3,5 km. Do študovanej oblasti



Obr. 7 Rimavská kotlina – reliéf predterciérneho podložia

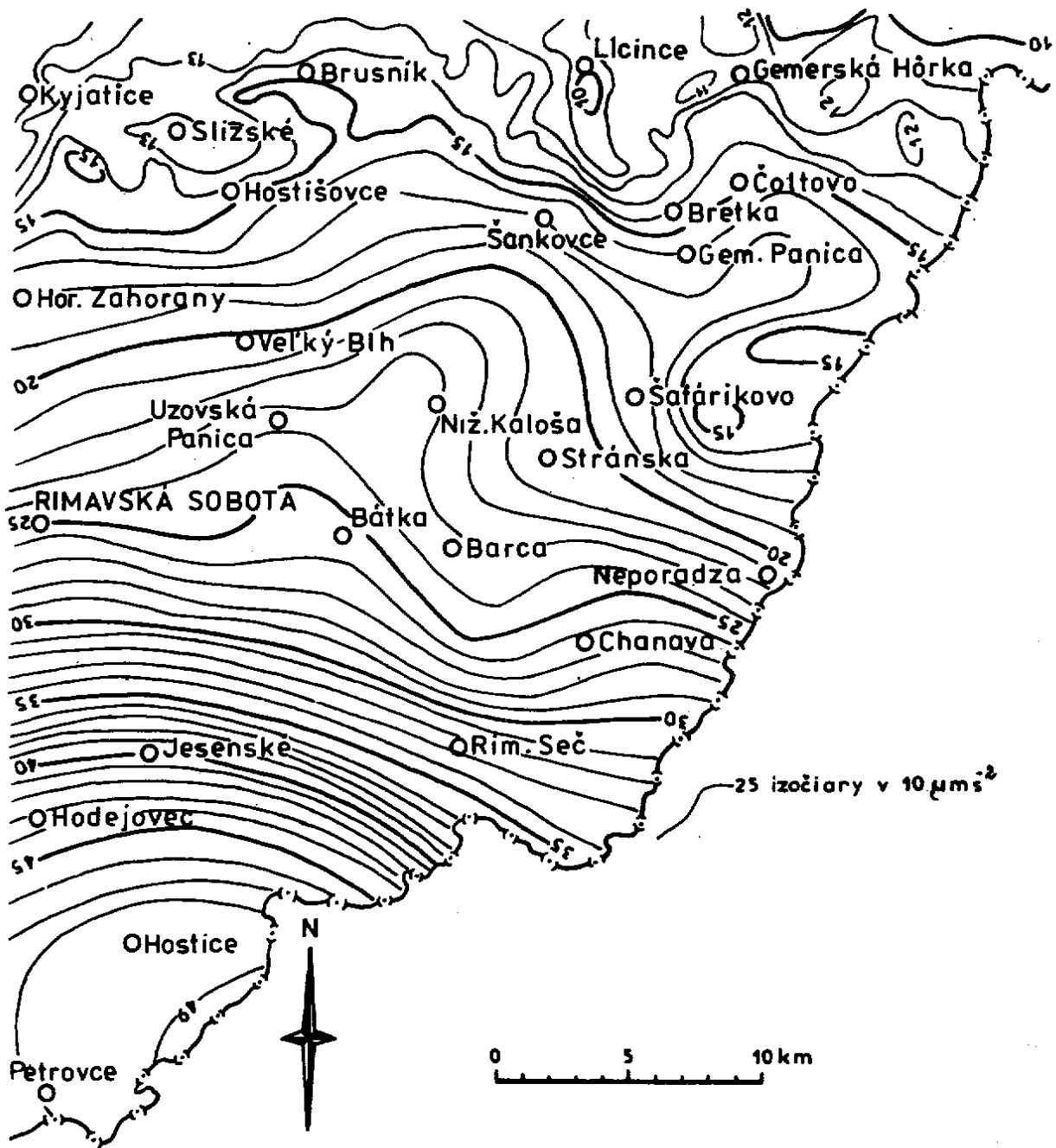
zasahuje aj časť magnetického prostredia blžovskej magnetickej anomálie. V študovanej oblasti boli zistené aj lokálne magnetické anomálie v horninách mezozoika Slovenského krasu. Príčinou nevýrazných magnetických anomálií sú slabometamorfované bazické horniny spodného triasu. Zdrojmi intenzívnych lokálnych magnetických anomálií v tejto oblasti sú známe i predpokladané výskyty serpentinitov, ktoré sú najrozšírenejšie v okolí Šankoviec a Bretky.



Obr. 8 Rimavská kotlina – výskyty magnetických hornín

H u s t o t n é n e h o m o g e n i t y

Vymapované relatívne kladné a záporné tiažové anomálie v študovanej oblasti sú vyvolané buď morfológickými eleváciami a depresiami predtreťohorného podložía, alebo ich zdroj sa nachádza v predtreťohornom podloží.



Obr. 9 Rimavská kotlina – odkrytá gravimetrická mapa

Najlepší obraz o priestorovej pozícii hustotne odlišných prostredí v predtretrohornom podloží poskytuje tzv. odkrytá gravimetrická mapa (obr. 9). Z nej vyplýva, že v Rimavskej kotline sa nachádza niekoľko kladných a záporných tiažových anomálií, ktoré vzhľadom na hĺbku uloženia a geometriu rušivého telesa sú plošne rozsiahle a intenzívne, resp. deformujú tiažové pole menej výrazne.

Z kladných tiažových anomálií sú to:

- anomália v oblasti Gemerského Jablonca,
- anomália v okolí Uzovskej Panice a Nižnej Kaloše,
- anomália v širšom okolí Gemerskej Panice,
- anomália pri Horných Záhoranoch,
- anomália v okolí Brusníka,
- anomália medzi Čoitovom a Bohuňovom.

Zo záporných tiažových anomálií, korešpondujúcich s morfoštruktúrami predtreťohorného podložía, sú najvýraznejšie:

- anomália medzi obcami Slizké a Hostišovce,
- anomália južne od Liciniec,
- anomália pri Šafárikove,
- anomália medzi obcami Figa a Stránska.

Korelácia výsledkov kvantitatívnej interpretácie tiažových anomálií, zobrazených v odkrytej gravimetrickej mape, s geologickými poznatkami ukázala, že niektoré z vy-mapovaných kladných, resp. záporných tiažových anomálií môžu byť prejavom hustotných nehomogenít bezprostredného podložía treťohornej výplne kotliny. Upozornila však aj na to, že zdroje niektorých anomálií tiažového poľa budeme musieť hľadať aj v hlbších častiach zemskej kôry.

Predpokladáme, že prejavom hustotnej nehomogenity, nachádzajúcej sa v bezprostrednom podloží, môže byť záporná tiažová anomália južne od Liciniec.

Ostatné anomálie tiažového poľa kladnej a zápornej polaritý zobrazené v odkrytej gravimetrickej mape sú pravdepodobne vyvolané hustotnými nehomogenitami nachádzajúci-mi sa v hlbších častiach predtreťohorného podložía.

Z týchto anomálií je najvýraznejšia plošne rozsiahla a intenzívna kladná tiažová anomália Gemerského Jablonca zistená v j.časti študovaného územia, kde bezprostredné podložie terciéru je budované slabometamorfovanými paleozoickými horninami gemerika. Výsledky kvantitatívnej interpretácie, zhrnuté v práci J.Bodnár-L.Pospíšil (1980), ukázali, že kladná tiažová anomália môže byť vyvolaná hmotami, ktorých zdroj je vo vrchnej časti plášťa. Pravdepodobne ide o čiastkový diapír plášťa, ktorý prenikol do spodnej stenčenej kôry, keď už aktivita panónskeho diapíru ustala. Tento diapír pri natavení kôry spôsobil vznik spodnomiocénneho magmatizmu a neskoršie slúžil ako rezervoár andezitového vulkanizmu danej oblasti. Neskoršie prenikli na povrch bazalty, ktorých genetická spätosť s plášťom je potvrdená inklúziami plášťových hmôt.

Interpretácia plášťového diapirizmu v kontaktnej zóne Západných Karpát a panónskeho bazénu nie je jediným možným riešením. Parametre rušivého telesa, získané kvantitatívnu reinterpretačiou tejto plošne rozsiahlej a intenzívnej tiažovej anomálie, umožňuje aj iné vysvetlenie fyzikálnych príčin kladnej anomálie Gemerského Jablonca. Možno predpokladať, že ide o rozsiahly komplex hornín s veľkým podielom bázických alebo ultrabázických hornín. Na prítomnosť tohto 3-4 km hrubého komplexu v predtreťo-

hornom podloží poukazuje vystupovanie ultrabázik pozdĺž tektonickej línie rábsko-rožňavskej a línie Balatón-Darnó (P.Grecula-I.Varga 1979). Pozícia komplexu ťažkých hornín medzi výraznými tektonickými fenoménmi, ako aj alochtónnosť podložného príkrova gemerika (B.Leško, I.Varga 1980) nevylučujú prítomnosť jednotiek so značným obsahom ofiolitov, ktoré vystupujú bližšie k povrchu a môžu mať charakter príkrova. Túto interpretáciu podporujú aj výsledky magnetických meraní. Hlavné magnetické komplexy sa totiž nachádzajú po obvode alebo priamo nad uvedeným hustotne anomálnym prostredím. Za stavu súčasných poznatkov nie je možno rozhodnúť o prioritě žiadnej z uvedených hypotéz.

TEKTONIKA

STAVBA PREDTRETŮHORNÝCH ÚTVAROV

Predtretohorné útvary regiónu sa vyznačujú predovšetkým výraznými prejavmi alpínskeho orogénu. Alpínske vrásnenie určilo generálne smery štruktúr mezozoických i paleozoických sekvencií a zotrela (u predmezozoických formácií) znaky starších orogénnych cyklov. Z tých sú bezpečne preukázané len fázy hercýnskeho orogénu, účinky kaledónskeho cyklu sa dajú len predpokladať.

Alpínske horotvorné pochody spôsobili vznik tektonických jednotiek prvého radu, z ktorých na území listu rozlišujeme veporikum a gemerikum. Tektonická príslušnosť silického príkrovu dosiaľ nie je spofahlivo vyriešená, otázka existencie „silicika“ (sensu J.Mello-M.Polák 1978) ostáva i naďalej otvorená.

Najstarší vývojový cyklus reprezentuje kryštalínikum veporíd. Rozlíšenie štruktúrnych prvkov predalpínskych orogénnych fáz tohto pásma je však veľmi obtiažné (alpínske prepracovanie). Hronský a kráľovoohorský komplex veporíd bol však zvrásnený a metamorfovaný už pred vrchným karbónom.

Palinologické výskumy v posledných rokoch doložili staropaleozoický vek nižšie metamorfovaných častí veporidného kryštalínika. Nie je však dosiaľ doložené, či vyššie metamorfované a granitizované komplexy sú ekvivalentmi predchádzajúcich komplexov, alebo zodpovedajú starším štruktúrnym úrovniam. Isté je, že molasový bazén vrchno-karbónsko-permského veku vznikol už na varisky stabilizovanom podklade.

Variská orogenéza sa však v severnej a južnej časti gemerika prejavila rozdielnym stupňom vrásnivo-metamorfných procesov. To malo za následok rozdielny stupeň mobility sedimentačných bazénov vznikajúcich v týchto oblastiach v mladšom paleozoiku i v mezozoickom období.

Valúny staropaleozoických hornín, nájdené v zlepencoch gočaltovskej skupiny (a tiež v severogemeridnej zóne v zlepencoch dobšinskej a krompašskej skupiny), dokazujú jednoznačne variskú vrstevnú kryštalizačnú bridličnatosť.

Priebeh variskej vrstevnej bridličnatosti zistený v centrálnej a severnej časti gemerika má generálne v.-z. smer (L.Snopko in Š.Bajaník a kol. 1979).

Existencia kaledónskej etapy nie je v gemeriku jednoznačne interpretovaná. L.Snopko (1960, 1967, O.Fusán,

L.Snopko 1963) jej pripisuje vrásnivý charakter – zvrásnenie gelnickej skupiny a vytvorenie hlavnej štruktúry, hnileckej antiklinály. Iní autori pripisujú vznik týchto štruktúr mladším orogénnym etapám.

Výsledkom alpínskej orogenézy bolo podstatné zúženie pôvodného priestoru a silné tektonické zblíženie blokov severného a južného gemerika.

Na území regiónu došlo postupne od západu na sever k násunu gelnickej skupiny na mladopaleozoické komplexy doššinskej skupiny za súčasnej úplnej tektonickej redukcie rakoveckej skupiny a k šupinovitému násunu mezozoických komplexov meliatskej skupiny a silicika na vyššie spomenuté paleozoické komplexy.

K vyvrásneniu tetýdnej geosynklinály a alpínskej modelácie tektonickej stavby v tomto regióne došlo vo viacerých fázach. Fázovitost alpínskej etapy sa výrazne prejavuje v dnešnej stavbe regiónu a spôsobila odlišné smery štruktúr, miestami s odlišnou vergenciou.

Hlavná, pravdepodobne predsenónska, mediteránna fáza (priame dôkazy na území regiónu nie sú) spôsobila pohyb tektonických jednotiek prvého radu od juhu na sever, resp. severozápad. Došlo k rozčleneniu sedimentárnych komplexov do plytkých antiklinál a synklinál a k násunu gemerika na veporikum.

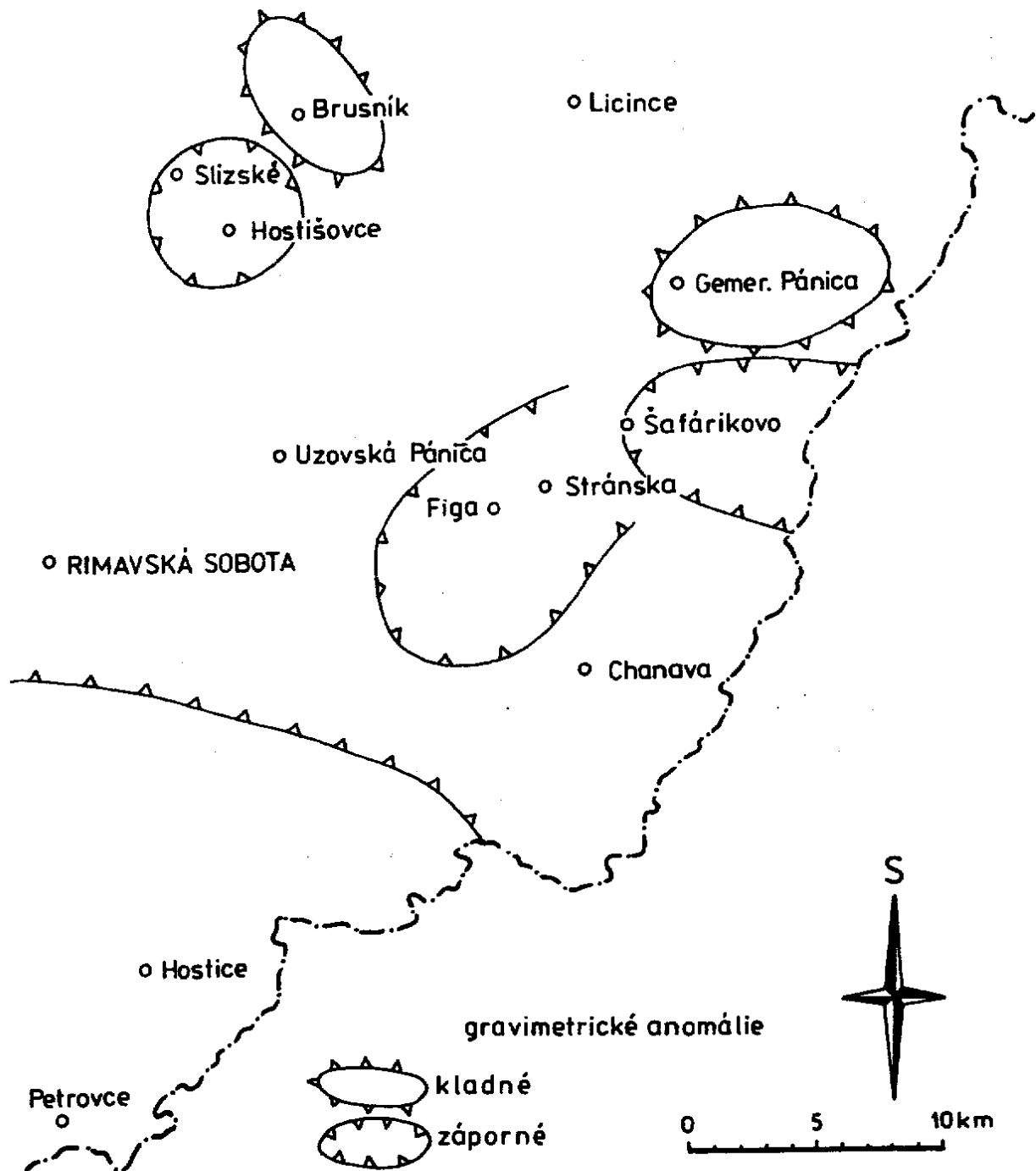
Ďalšie fázy, senónska až laramská, spôsobili výzdvih antiklinoriálneho jadra centrálného a severného gemerika a súčasne gravitačný pohyb silického príkrovu smerom na juh (porovnaj P.Reichwalder–J.Mello, v tlači) až do oblasti juhogemeridného sedimentačného priestoru. Pre datovanie pohybu silického príkrovu na území regiónu nemáme priame údaje. O vrchnokriedovom, nanajvýš laramskom veku svedčia tektonické reliktý senónskych vápencov medzi čiastkovými štruktúrami vo východnej časti silického príkrovu (čiastkové štruktúry sú tu pravdepodobne laramské – J. Mello a kol. 1979). Predpaleogénny vek tektonických pohybov silického príkrovu dokazujú potektonicky uložené paleogénne zlepenice pri Drieňovci.

Jeden z dôsledkov pohybu silického príkrovu bolo odlúčenie sa prevažnej časti triasových sekvencií juhogemeridného sedimentačného bazénu od permského detritického podkladu (rigidných silicitových a karbonátových komplexov meliatskej skupiny) a ich čiastočné posunutie spolu so silickým príkrovom. Súčasne došlo miestami k výraznému zošupinateniu oboch štruktúr. V regióne je prevažná časť meliatskej skupiny v paraautochtónnom postavení.

Počas týchto pohybov došlo aj k jej slabej metamorfóze a na mnohých miestach k zložitej tektonickej stavbe, často s bradlovým štýlom výstupu rigidných silicitov a karbonátov uprostred mäkkších bridlíc (Držkovce, Rákoš).

Pre západnú časť silického príkrovu je charakteristická vrásovo-prešmyková stavba, zväčša so severnou vergenciou. Južnú vergenciu štruktúr môžeme pozorovať len

Obr. 10 Gravimetrické anomálie vyvolané stavbou hlbšieho podložia



v oblasti Meliaty a Bretky. Na prešmykových plochách miestami tu vystupujú horniny meliatskej skupiny na povrch (Hucín, Licince, Hámor, Meliata, Bretka). Šupiny silického príkrovu sú v tejto oblasti hlboko zavrásnené do podkladu (sedimentov meliatskej skupiny) s charakterom vejárovitej stavby.

Posunom silického príkrovu došlo aj k tektonickej diferenciacii jeho čiastkových faciálnych

oblastí. Najďalej k juhu sa dostalo územie plešivskej faciálnej oblasti, ktorú charakterizuje výlučne karbonátový vývoj v strednom triase a karne, ako aj prítomnosť mocných súborov wettersteinských a hallstattských vápencov. Priestorove je rozšírená v južných častiach regiónu. Jej tektonická hranica s faciálnou oblasťou Slovenskej skaly je v západnej časti silického príkrovu pomerne ostrá: reprezentuje ju tzv. chvalovský prešmyk, na západe násunová plocha kryhy Drienčanského krasu (lína Chvalová – severne od kóty 431 Holubina – Hrušovo – Ostrany), vo východnej časti násun licinskej synklinály. Môžeme v nej rozlíšiť viac synklinálnych a antiklinálnych pásiem zväčša vsv., resp. sv. smeru (obr. 11), ktoré sú v dôsledku mladších alpínskych pohybov tektonizované: zošupinovatené alebo majú charakter krýh.

Š p a ň o p o ľ s k á s y n k l i n á l a (M.Maheľ 1954; kryha Drienčanského krasu, Ľ.Gaál 1982a) je na študovanom území najzápadnejšou časťou plešivskej faciálnej oblasti medzi obcami Drienčany a Chvalová. Ide o neúplnú plytkú synklinálu s osou v smere V-Z. Tvoria ju mierne uklonené karbonáty stredného a vrchného triasu.

L i c i n s k á s y n k l i n á l a (J.Bystrický 1964, str. 17) má komplikovanú stavbu. Na povrch vystupuje v priestore Skerešovo Strelnica – Licince – Gemerská Hôrka. V podloží terciéru Rimavskej kotliny pravdepodobne pokračuje až k Hrnčiarskym Zálužanom (D.Vass et al. 1982). V priestore, kde vystupuje na povrch, jej náplň tvoria gutensteinské, steinalmské, južne od Liciniec aj vrchnotriasové vápence. V strede synklinály je niekoľko šupín. Niektoré z nich sú tvorené meliatskou skupinou.

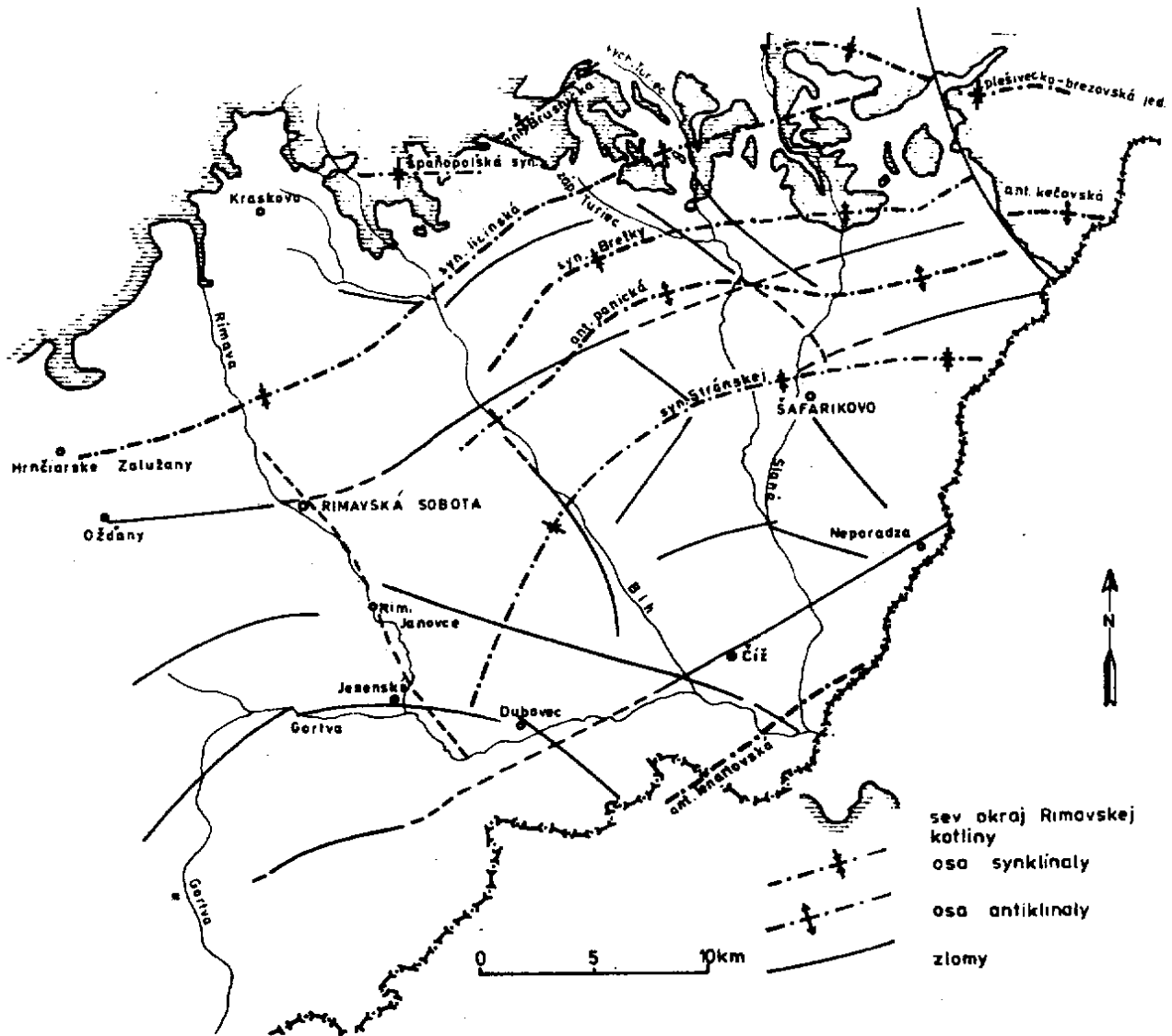
S y n k l i n á l a B r e t k y (J.Bystrický 1964, str. 17) s úplne redukovaným severným ramenom. Štruktúra tým nadobudla charakter kryhy s monoklinálne uloženými vrstvami smeru V-Z s úklonom na sever (50–80°). Synklinála z priestoru Bretky pokračuje k Šankovciam a na jej ďalší priebeh v podloží terciéru upozorňujú niektoré geofyzikálne indície (D.Vass et al. 1982).

P a n i c k á a n t i k l i n á l a je zväčša zakrytá terciérom. Na základe geofyziky predpokladáme jej priebeh z okolia Gemerskej Panice do južného okolia Gemerskej Vsi, kde sa stáča viac na juhozápad a pokračuje cez Vyšné Valice do východného okolia Bakty. Antiklinálu tvoria pravdepodobne bridličnato-pieskovcové horniny spodného triasu alebo iné nekarbonátové horniny (D.Vass et al. 1982).

S y n k l i n á l a S t r á n s k e j je zväčša zakrytá terciérom Rimavskej kotliny. Tvoria ju karbonáty

stredného triasu, ktoré na povrch vystupujú len ako ostrovy uprostred terciéru (východná časť), resp. boli overené vrtmi. Prítomnosť karbonátov v jadre synklinály potvrdzujú geofyzikálne merania (D.Vass et al. 1982).

Lenártovská antiklinála je najjužnejšou štruktúrou v podloží Rimavskej kotliny. Na základe vrtných a geofyzikálnych údajov sa domnievame, že antiklinálu budujú nekarbonátové horniny spodného triasu, resp. paleozoika gemerika (D.Vass et al. 1982).



Obr. 11 Vrásové štruktúry a zlomy predterciérneho podložía Rimavskej kotliny (D.Vass, M.Elečko, J.Bodnár)

Faciálna oblasť Slovenskej skaly sa rozprestiera severne od predchádzajúcej oblasti. Predstavuje pravdepodobne najjužnejší vývin silického príkrovu, v ladine a karne so súborom tmavých bridlíc a reiflinských vápencov. Charakteristické preň je chýbanie wettersteinských vápencov. Pred násunom silického príkrovu bola pravdepodobne zvrásnená do systémov synklinál a antiklinál, ktoré počas mladších pohybov boli zvýraznené, resp. stlačené. Synklinály sú oddelené od seba miestami širokými antiklinálnymi zónami pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu. Od severu na juh sú to nasledovné synklinálne pásma:

Synklinála Troch peniažkov (J.Bystrický 1954): tvorí ju okolie kóty 537 Skalka a kóty 564 Tripeniažky. Predstavuje na juh uklonenú synklinálnu šupinu v uhle 40–60°. V jadre vystupujú reiflinské vápence, lokálne i s bridlicami, čiastočne i steinalmské vápence. Z faciálnej blízkosti k vývinu meliatskej skupiny a z charakteru uloženia usudzujeme, že táto synklinála prekonala najkratší transport v rámci silického príkrovu.

Sáska synklinála (M.Maheľ 1954, synklinála Bukviny – J.Bystrický 1954): úzka synklinála s hlbšie prebiehajúcou osou v pásme severne od obce Lipovec – Sása – kóta 445 Drieňová – 466 Muťon – Jelšavská Teplica. Jadro je tvorené steinalmskými alebo gutensteinskými vápencami, prípadne dolomitmi. Vyššie členy sú zachované mimo územia mapy pri Jelšavskej Teplici. Južné ramená synklinály sú miestami redukované vrásovými prešmykmi.

Rybnícka synklinála (Ľ.Gaál – J.Mello 1983): úzka synklinála v línii Hrušovo – Rybník – severne od Držkoviec. Je tvorená slienito-vápencovým súvrstvom spodného triasu bez stratigraficky vyšších karbonátov.

Brusnícka antiklinála (M.Maheľ 1954): z antiklinálnych štruktúr faciálnej oblasti Slovenskej skaly je najvýznamnejšia. Tvorí ju paleozoické podložie silického príkrovu s pozvoľným prechodom z brusníckeho súvrstvia permu do spodného triasu silického príkrovu (J.Mello–A.Vozárová 1983). Ako relikť antiklinálnej štruktúry dokumentuje, že silický príkrov bol zvrásnený pred príkrovovým násunom. Podobná antiklinálna štruktúra bola zistená banskými prácami v štôlni Luisa pri Licinčiach, vo výrazne tektonizovanej oblasti na rozhraní dvoch čiastkových štruktúr silického príkrovu.

Mladšie alpínske laterálne pohyby (laramské?, polaramské) smerovali od juhovýchodu na severozápad. V blízkosti bariéry paleozoika gemeríd, resp. šupín meliatskej skupiny spôsobili kompresiu vrásových štruktúr a zastreli pôvodné juhovergentné štruktúry. Došlo k vzniku strmých štruktúr, miestami s rekryštalizáciou až slabou metamorfózou a v západnej časti silického príkrovu i k násunu kryh faciálnej oblasti smerom na sever.

Z násunových línií je najvýznamnejšia Yubenicko-margeciarska línia, ktorá tvorí rozhranie medzi gemerikom a veporikom. Reprezentuje najstaršiu plošnú alpínsku štruktúru, uklonenú na juhovýchod v uhle asi 60°.

Hrádocká línia tvorí tektonické rozhranie, uklonené na juhovýchod, pozdĺž ktorej boli súvrstvia gelnickej skupiny presunuté na dobšinskú skupinu. Podobný charakter majú násunové plochy, oddeľujúce silický príkrov od meliatskej skupiny, prípadne meliatsku skupinu od dobšinskej, resp. gelnickej skupiny (v pásme Kyjatice—Ploské).

Najmladšie (laramské?) sú násunové línie v rámci silického príkrovu (násun kryhy Drienčanského krasu).

Prevažná časť južných ramien synklinál faciálnej oblasti Slovenskej skaly je zredukovaná vrásovými prešmykmi.

Na stavbe územia severne od Rimavskej kotliny sa podieľajú aj zlomy, ktoré sú epigenetické voči príkrovovej stavbe. K významným pohybom na týchto zlomoch došlo, podobne ako na zlomoch prerušujúcich výplň Rimavskej kotliny, v tretohorách.

Starším zlomovým systémom, súdiac podľa situácie v kotline, je systém zlomov sv.-jz. smeru. V stavbe i v morfológii územia sa významne prejavujú zvlášť dva zlomy tohto systému: zlom v dolnej časti doliny potoka Drienok (medzi ohybom potoka k SV a jeho sútokom so Západným Turcom) a zlom, ktorý vymedzuje dolinu potoka Blh v okolí obce Potok a pokračuje do východného okolia obce Ratkovská Suchá. Tento zlom je porušený menšími zlomami sz. smeru.

Zlomový systém smeru SZ—JV až SSZ—JJV sa v stavbe uplatňuje významnejšie. Niektoré zlomy tohto systému sú pokračovaním zlomov porušujúcich výplň kotliny, kde epigeneticky porušujú ranú molasu (D.Vass et al. 1981, str. 82) a sú mladšie, resp. boli aktívne relatívne neskôr ako zlomy sv. smeru. Významnými zlomami tohto systému, ktoré sa výrazne uplatňujú v morfológii územia, sú: zlom potoka Muráň, zlom potoka Východný Turiec, na ktorý nadväzujú zlomy Blatného potoka a potoka Turčok, zlom potoka Turiec, ktorého priebeh sleduje dolina potoka Západný Turiec; zlom pokračuje do Rimavskej kotliny, zlom potoka Drienok (predurčuje stredný a horný tok potoka), zlom potoka Blh, ktorý priamo pokračuje do Rimavskej kotliny a striežovský zlom v doline rovnomenného potoka. Okrem toho v stavbe územia severne od Rimavskej kotliny

sa uplatňuje celý rad menších zlomov sz., ssz. až sj. smeru, ako i niekoľko zlomov vz. smeru.

STAVBA PODLOŽIA MOLASOVEJ VÝPLNE RIMAVSKEJ KOTLINY

Komplexné spracovanie geofyzikálnych polí v oblasti Rimavskej kotliny poskytlo prvé súbornejšie informácie o stavbe predtretohorného podložia kotliny.

Pre hlbšiu časť kôry sú príznačné kladné a záporné tiažové anomálie. Kladné anomálie: východne od Gemerskej Panice, pri Horných Záhoranoch, medzi Ratkovskou Lehotou a Brusníkom v oblasti Gemerského Jablonca. Záporné anomálie: východne od Šafárikova, v okolí obce Stránska a v oblasti Drienčanského krasu. Okolnosť, že tieto anomálie nesúvisia ani so stavbou molasovej výplne kotliny, ani so stavbou jej bezprostredného podkladu, nás viedla k záveru, že ich príčiny treba hľadať v stavbe hlbšej časti kôry (podrobnejšie pozri D.Vass et al. 1982).

Na stavbe bezprostredného podložia molasových sedimentov Rimavskej kotliny sa podieľajú tie isté jednotky, ktoré vystupujú na povrch severne od kotliny: na severozápadnom okraji kotliny (mimo územia zobrazeného na mape), okrajovo zasahuje veporikum, zvyšok kotliny podstieľa gemerikum so silickým príkrovom a meliatska skupina. Predpokladáme, že tieto tektonické jednotky majú rovnakú stavbu ako na území, kde vystupujú na povrch. Na základe doterajších poznatkov nemôžeme v podloží identifikovať jednotlivé príkrovy, ich čelá, čiastkové príkrovy, resp. šupiny. Dajú sa však identifikovať alebo aspoň predpokladať priebehy antiklinálnych a synklinálnych pásiem: licinská synklinála, synklinála Bretky, panická antiklinála, synklinála Stránskej, lenartovská antiklinála (obr. 11). Zmieni-li sme sa o nich vyššie a podrobný opis je v práci D. Vass et al. 1982.

Predtretohorné podložie kotliny porušujú zlomy, Niektoré sú pokračovaním zlomov porušujúcich tretohornú výplň kotliny (D.Vass et al. 1981), iné sa v tretohorách neprejavujú a na ich existenciu poukazujú iba geofyzikálne merania (indície vertikálnych hustotných rozhraní, nespojitý priebeh magnetických anomálií). Zlomy vytvárajú tu dva systémy (obr. 11):

K zlomovému systému SV-JZ patria dva významné zlomy: plešivský zlom (J.Plančár et al. 1977) a zlom prebiehajúci zo s. okolia Gemerského Jablonca do j. okolia obce Neoporadza. Oba zlomy sa prejavujú aj v stavbe tretohôr. Priebeh vertikálnych hustotných rozhraní naznačuje možnosť existencie ďalších, menej významných zlomov sv. smeru.

K zlomovému systému SZ-JV patria tieto zlomy: štítnický, zlom prebiehajúci údolím potoka Západný Turiec a Banskou dolinou, zlom potoka Blh, rimavský zlom. Zlomy zsz. až vz. smeru prebiehajú dolinou dolného toku Rimavy do okolia Rimavských Janoviec a od Dubovca cez Jesenské do doliny dolného toku potoka Gortva. Tieto zlomy sa uplatňujú aj v stavbe tretohôr. V predtretohornom podloží možno predpokladať celý rad ďalších zlomov sz. smeru; sú to pravdepodobne zlomy menej výrazné a neprejavujú sa v stavbe tretohôr. Podrobnejšie in D.Vass et al. 1982).

TEKTONIKA MOLASOVEJ VÝPLNE RIMAVSKEJ KOTLINY

Molasovú výplň Rimavskej kotliny a východnú časť Cеровej vrchoviny porušujú hlavne dva na seba kolmé zlomové systémy, a to systém SV-JZ a SZ-JV (obr. 12). Okrem toho na stavbe územia sa podieľajú zlomy sz. a sj. zlomového systému (D.Vass et al. 1981).

Z l o m o v ý s y s t é m s v . - j z . s m e r u

Zlomový systém SV-JZ má rozhodujúci význam pre stavbu výplne Rimavskej kotliny, najmä ranej molasy, voči ktorej bol aspoň čiastočne syngenetický.

Od S na J možno v kotline vymedziť nasledujúce kryhy:

- Drienčanská okrajová kryha, na JV vymedzená hostišovským zlomom. Na povrch vystupujú horniny predtretohorného podložia.

- Kryha Veľkého Blhu, vymedzená hostišovským a na JV rašickým zlomom. Predtretohorné podložie klesá a na kryhe je vyvinutý aj kišcel, ktorý chýba na drienčanskej kryhe.

- Okrajová kryha Gemerskej Vsi a Čoltova je pokračovaním predchádzajúcej kryhy a na JV ju ohraničuje zlom potoka Sograď, ktorý nadväzuje na rašický zlom. Na kryhe vystupuje na povrch predtretohorné podložie.

- Kalošská poklesnutá kryha, vymedzená na JV zlomom potoka Lapša. Na kryhe sú hlavne sedimenty egeru, ale pod nimi je aj kišcel. V juhozápadnom pokračovaní kryhy podložie tretohôr klesá až do hĺbky 1000 m.

- Šafárikovská elevácia, vymedzená na JV neporadzským zlomom. Kryha je rozčlenená na 4 čiastkové kryhy: vysoká kryha samoty Vašaš, poklesnutá kryha Pánskej pustatiny, vysoká kryha Na ozvene, neporadzská poklesnutá kryha, kto-

ré sú členené zlomami: šafárikovským, hubovským a zlomom potoka Lokierti. Na elevácii sú miestami (vo v. časti) ostrovčeky predtretohorného podložja obklopené egerom. Kišcel zväčša chýba.

– abovská poklesnutá kryha, na čs. území leží len jej severná časť, kryhu člení niekoľko menej významných zlomov sv. smeru, vrátane zlomov, ktoré sa podieľajú na stavbe žriedelnej oblasti kúpeľov Číž. Predtretohorné podložie na kryhe je hlboko (viac než 1000 m). Tretohory reprezentujú sedimenty egeru a kišcelu.

Z l o m o v ý s y s t é m s z.-j v. s m e r u

Porušuje hlavnú časť výplne kotliny – ranú molasu – epigeneticky. Súdiac podľa analógie s Ipeľskou kotlinou (D.Vass et al. 1979), zlomový systém vznikol v priebehu bádenu. Preukázateľné sú príznaky aktivity v ponte alebo po ponte a v kvartéri. Zlomový systém vytvára kryhovú stavbu, v ktorej možno vymedziť od V na Z nasledujúce kryhy:

– Kesovské poklesnuté kryhy, vymedzené na SV štítnicovým zlomom, na JZ zlomom potoka Turiec, resp. zlomom rieky Slanej (posledný má sj. priebeh). Na poklesnutých kryhách je vyvinutý, resp. pred denudáciou uchránený pont, ktorý chýba na susedných vysokých kryhách. Kryha je členená niekoľkými menej významnými zlomami. Z nich zlom prebiehajúci cez Hubovo – Šankovce do údolia potoka Východný Turiec možno sledovať v pomerne značnej dĺžke.

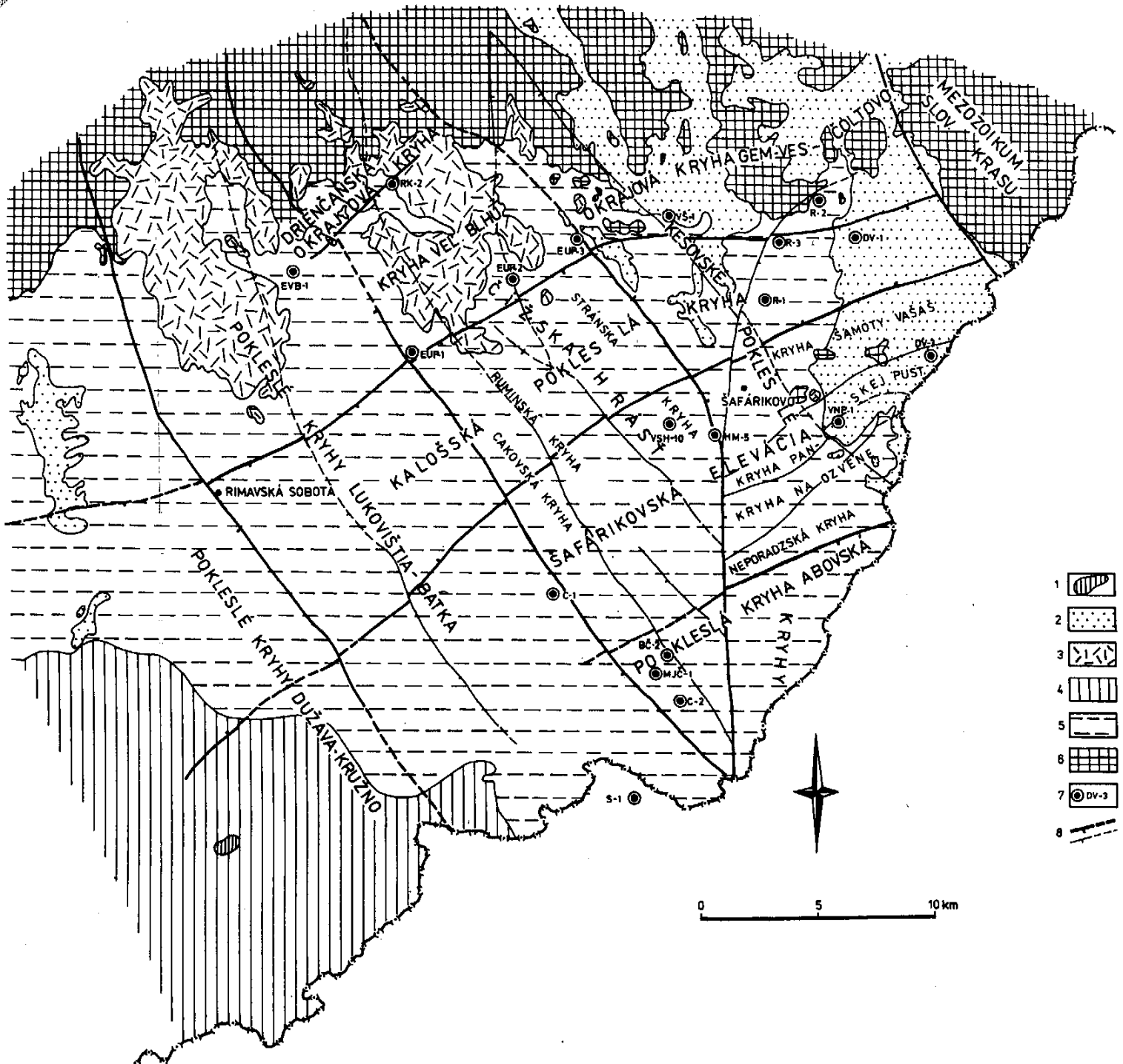
– Čížska hrast', vymedzená na juhozápade zlomom potoka Blh. Na hrasti chýba pont, ale v jej severnej časti sú rozšírené strednomiocénne vulkanoklastiká. Hrast' sa dvíha i v súčasnosti (P.Marčák–J.Vanko et al. 1976). Pozdĺžne je členená na stránsku vysokú, ruminskú a čížsku poklesnutú kryhu. Pozdĺžne členenie sprostredkujú zlomy potoka Kaloša a potoka Teška.

– Poklesnuté kryhy Lukovištia – Bátka, vymedzené na JZ rimavským zlomom. Chýba na nich pont, ale je vyvinutý, resp. pred eróziou uchránený stredný miocén (vulkanoklastiká).

– Poklesnuté kryhy Dužava – Kružno na študované územie zasahuje iba ich východná časť. Relatívne hlbšiu štruktúrnu pozíciu kryh voči kryhám Lukovištia – Bátka potvrdzuje väčšie rozšírenie egenburgu a prítomnosť pontu, pravda mimo študovaného územia.

Na stavbe výplne Rimavskej kotliny sa podieľajú i zlomy sj. a vz. smeru. Významný je zlom rieky Slaná sj. smeru, pravdepodobne starého a hlbokého založenia, oživený v kvartéri. Zlom, resp. zlomové pásmo vz. smeru prebieha údolím dolného toku Rimavy. Porušuje predtretohorné podložie a jeho povrchovým prejavom je systém malých priečne segmentovaných zlomov na hranici medzi Cerovou

TEKTONICKÁ SCHÉMA S HLAVNÝMI ZLOMOVÝMI ŠTRUKTÚRAMI
RIMAVSKEJ KOTLINY (D.Vass, M.Elečko, J.Bodnár)



Obr. 12 Tektonická schéma Rimavskej kotliny s hlavnými zlomovými štruktúrami

1 - ruman až pleistocén: bazaltové tufy, 2 - pont: poltárske súvrstvie - pestré íly, piesky, štrky (neskorá molasa), 3 - stredný miocén: pokoradzské súvrstvie - andezitové vulkanoklastiká, 4 - egerburg: filakovské súvrstvie - rozpadavé pieskovce, prevažne s pevnými lavicami pieskovca a šikozvrstvené pieskovce (jalovské vrstvy); hlavná molasa, 5 - eger: lučenaké súvrstvie - vápnité prachovce (šlír) na s. okraji zlepenca a vápence (raná molasa), 6 - gemerikum a veporikum nečlenené, 7 - vrty, 8 - zlomy vymedzujúce hlavné zlomové štruktúry a ostatné významnejšie zlomy

vrchovinou a údolnou nivou Rimavy. V kotline je ešte niekoľko menších zlomov vz. smeru.

V oblasti budovanej mladými vulkanitmi nebola pozorovaná zlomová tektonika, s výnimkou dvoch zlomov malej amplitúdy poklesu, identifikovaných na základe rozdielnej úrovne bazálnych vrstiev. Morfológický priebeh bázy vulkanického komplexu, ako aj vrchného horizontu pyroklastických prúdov však naznačuje veľmi mierne synklinálne prehnutie s osou vz. smeru v oblasti Babinec, Hrušovo, Slizké, ktoré je spôsobené najmä pokračujúcim vykleňovaním masívu Slovenského rudohoria. Výzdvihovú tendenciu masívu Slovenského rudohoria v priebehu celého neogénu možno doložiť rovnakou pozíciou pobrežných fácií egeru, erozívneho vyznenia egeru v podloží vulkanitov a pobrežnej čiary počas vulkanickej aktivity. Uvedená tendencia sa zachováva dodnes, ako to dokladajú výsledky štúdia recentných pohybov (J.Kvitkovič—J.Plančár 1979).

HYDROGEOLOGIA

Jedným zo základných faktorov, ktoré určujú charakter hydrogeologických pomerov územia je geologická stavba Rimavskej kotliny a jej bezprostredného okolia. Hydrogeologické celky, ktoré môžeme v území vyčleniť, sa líšia hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, obehom, režimom a chemizmom podzemných vôd.

Severné a severovýchodné ohraničenie Rimavskej kotliny, ktoré tvoria mezozoické horniny silického príkrovu a meliatskej skupiny s puklinovo-krasovou priepustnosťou, predstavuje samostatný hydrogeologický celok. Z výsledkov hydrogeologického prieskumu Slovenského krasu (J.Orvan 1981) vyplýva, že časť podzemných vôd z triasových karbonátov komunikuje s kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi kotliny a s karbonátmi v podloží neogénnych sedimentov kotliny. Čiastočne sa podieľajú na tvorbe minerálnych vôd Rimavskej kotliny.

Ďalší hydrogeologický celok tvoria andezitové vulkanoklastiká (báden-sarmat) v severnej časti Rimavskej kotliny, charakterizované pórovou a puklinovou priepustnosťou. Sem patria i bazaltové tufy nepatrnej rozlohy (ruman až pleistocén) v Cerovej vrchovine.

Podstatne odlišné podmienky a z toho vyplývajúce hydrogeologické pomery sú v sedimentoch neogénu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Sedimenty egeru, egenburgu a dáku majú obmedzené možnosti akumulácie podzemných vôd, a to v polohách a šošovkách pieskov, štrkov, resp. v zlepencoch a pieskovcoch prevažne s pórovou a čiastočne s puklinovou priepustnosťou. Podstatná časť tohto hydrogeologického celku je tvorená nepriepustnými vápnitými prachmi (šlír), prachovcami a pestrými ílmi, ktoré tvoria susedným triasovým karbonátom nepriepustnú bariéru.

Najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd v Rimavskej kotline sú kvartérne sedimenty s pórovou priepustnosťou, a to predovšetkým fluviálne sedimenty Slanej, Muráňa, Turca, Blhu a Rimavy.

V hydrogeologickom celku mezozoika najväčšie rozšírenie má bridličnato-pieskovcové súvrstvie spodného triasu západne od údolia Muráňa. Z hľadiska zvodnenia je toto súvrstvie bezvýznamné, tvorí však nepriepustné podložie puklinovo-krasovým vodám nadložných stredotriasových karbonátov. Západne od Muráňa stredotriasové karbonáty sa nachádzajú vo forme krýh, ktoré tvoria niekoľko samostatných štruktúr. Ich

Tabuľka 15 Tabuľka významnejších prameňov

Prameň, lokalita	Horninové prostredie Typ prameňa	Výdatnosť (l.s ⁻¹)		Teplota vody (°C)	Celková minerali- zácia (mg.l ⁻¹)	Poznámka
		min.	max.			
Ratková	vápence triasu, styk sp. triasu vrstevný	1,3	3,5	6,0	672,5	využívaný, pozorovaný 1966–1970
Sása	detto	0,2	15,0	8,2–11,7	-	
Striežovce	detto	1,0	2,5	8,2	393,0	využívaný, pozorovaný 1962–1967
Meliata	vápence triasu, styk s neogénom bariérový	2,0		13,7	653,1	
Budikovany	vápence triasu, styk s neogénom bariérový	2,2	3,2	9,2–11,0	-	využívaný, pozorovaný v r. 1975
Hrušovo	vápence triasu puklinový	1,0	15,0	9,5	-	pozorovaný 1962–1967
Strelnica	vápence triasu, styk so slieňmi bariérový	10,0	13,3	12,7–13,4	517,7	pozorovaný 1968–1970
Bretka	vápence triasu, styk s neogénom bariérový	1,5	2,6	18,5–19,4	-	pozorovaný 1968–1970
Hor. Záhorany	andezit. pyroklast. puklinový	1,0	2,5	10,0	-	pozorovaný 1962–1967
Králik–Šafárikovo	triasové vápence neogénu artézsky	29,0		16,7	774,2	výver vytvá- ra jazierko
Včelince	štrkopiesky na styku s ílmi neogénu vrstevný	0,8	3,2	6,4–13,8	803,1	pozorovaný 1968–1970

odvodňovanie sa sústreďuje v ose synklinál, najmä tam, kde povrchové toky narezali karbonáty. Takéto štruktúry sú východne od obce Potok, v oblasti Ratkovská Lehota – Sása, severne od Kamenian, východne od Hrušova, pri Strelniciach a severne od Bretky. Geologicko-tektonická pozícia karbonátov spôsobila plytký obeh podzemných vôd a odvodňovanie vo forme vrstevných a puklinových prameňov, resp. vo forme skrytých prestupov do kvartérnych sedimentov a do povrchových tokov.

Väčšie výdatnosti (tab. 15) dosahujú pramene v údolí rieky Blh v úseku Hrušovo–Drienčany ($0,1-15,0 \text{ l.s}^{-1}$). Z karbonátov pri Ratkovskej Lehote vyviera väčší prameň v Sásе s výdatnosťou $0,2-15,1 \text{ l.s}^{-1}$, zo štruktúry v. od obce Potok vyviera prameň v Prihradzanoch s výdatnosťou $0,4-10,0 \text{ l.s}^{-1}$, prevažne je však táto štruktúra odvodňovaná potokom Západný Turiec. Severne od Bretky sú karbonáty narezané riekou Muráň a v tiesňave v úseku Meliata–Bretka z nich vyvierajú pramene s výdatnosťou $1,5-2,6 \text{ l.s}^{-1}$.

Časť vôd z karbonátov s hlbšou cirkuláciou vyviera vo forme bariérových prameňov na styku s prachmi a ílmi egeru Rimavskej kotliny, napr. prameň pri Budikovanoch ($2,2-3,2 \text{ l.s}^{-1}$), prameň Strelnica v údolí Východného Turca s výdatnosťou $10,0-13,3 \text{ l.s}^{-1}$. Podzemné vody karbonátov sú dopĺňané infiltráciou zo zrážok. Pramene z nich majú značne kolísavú výdatnosť. Vyrovnannejšie výdatnosti majú iba bariérové pramene vyvierajúce z vápencov na styku s neogénom Rimavskej kotliny.

Podzemné vody karbonátových komplexov chemicky patria ku kalcium-(magnézium)-bikarbonátovému typu vôd s mineralizáciou prevažne od $400,0$ do $650,0 \text{ mg.l}^{-1}$ (S.Gazda in V. Hanzel 1975).

Podzemné vody Rimavskej kotliny sú ovplyvňované aj hydrogeologickými pomermi Slovenského krasu. Z plešivsko-brezovskej štruktúry (J.Šuba 1973) vyviera v sv. časti Rimavskej kotliny v oblasti Bohúňovo–Plešivec–Gemerská Hôrka niekoľko typických krasových vyvieráčiek s výdatnosťami od $1,0$ do $360,0 \text{ l.s}^{-1}$. Časť krasových podzemných vôd z tejto štruktúry však prestupuje do kvartéru a do karbonátov mezozoika v podloží neogénnych sedimentov Rimavskej kotliny. Taký pôvod má artézsky prameň Králik s výdatnosťou $29,0 \text{ l.s}^{-1}$ a teplotou vody $17,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Podzemná voda z vápencov stredného triasu vystupuje na povrch cez slienité horniny. Výstupné cesty prameňa sú zrejme viazané na križovanie dvoch sústav zlomov (J.Orvan 1973).

Andezitové vulkanoklastiká vytvárajú dva väčšie územné celky na severe Rimavskej kotliny, a to medzi údolím Rimavy, Blhu a Západného Turca. Spodná časť v tufitickom vývoji je charakterizovaná hlavne pórovou priepustnosťou. Vo vrchných častiach prevláda puklinová priepustnosť. Pre zvodnenie, ale i odvodňovanie vulkanitov sú najvýznamnejšie tektonické poruchy,

ktoré prestupujú celý masív a drénujú podzemnú vodu zo svojho okolia. Andezitové vulkanoklastiká sú dotované prevažne zrážkami a odvodňované sú hlavne po zlomoch, ktoré siahajú až do nepriepustného slienitého podložia na úrovni eróznej bázy. Taký je napr. prameň vo Vyšnom Skálniku s výdatnosťou okolo $24,0 \text{ l.s}^{-1}$ využívaný na zásobovanie Rimavskej Soboty. Časť podzemných vôd vyviera na styku s nepriepustnými prachmi, prameň pri obci Teplý vrch s priemernou výdatnosťou $0,5-1,0 \text{ l.s}^{-1}$. Časté sú vývery podzemnej vody v plytkých erózných ryhách s výdatnosťou $0,1-0,3 \text{ l.s}^{-1}$. Väčšiu výdatnosť ($1,0-2,5 \text{ l.s}^{-1}$) dosahuje puklinový prameň severne od Horných Záhorian (tab. 15).

V Cerovej vrchovine vystupujú na povrch bazaltové tufy, ktoré však pre svoje malé priestorové rozšírenie sú pre akumuláciu podzemných vôd bezvýznamné.

Mineralizácia podzemných vôd z andezitových vulkanoklastík je do $200,0 \text{ mg.l}^{-1}$.

Veľmi nepriaznivé podmienky pre akumuláciu podzemných vôd majú sedimenty neogénu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny, ktoré predstavujú samostatný hydrogeologický celok (tab. 16).

Tabuľka 16 Hydrogeologické parametre z vrtov v neogénnych sedimentoch

Lokalita Číslo vrtu	Litológia Prevrtaný interval Vek	Hladina vody (m)	Zníženie hladiny vody (m)	Výdatnosť (l.s^{-1})
Meliata M-1	íl, štrkopiesok 4,7-25,0 m dák	-0,8	15,2	1,69
Padarovce S-3	váp.silty 7,0-20,0 m eger	-2,3	6,3	0,11
Figa Fg-1	íl, štrk 3,2-25,0 m eger	-0,6	6,8	3,44
Rim. Sobota HK-1	váp.silty 7,0-15,5 m eger	-4,7	2,4	0,19
Petreš PŠ-3	štrkopiesok 2,5-15,0 m egenburg	-7,0	3,4	5,6
Petreš PŠ-2	pieskovce 3,2-10,3 m egenburg	-0,60	2,7	0,16

Najrozšírenejšími a najhrubšími sedimentmi výplne kotliny sú vápnené prachy až prachovce egeru s nepravidelnou piesčitou lamináciou, ktoré sú ako celok pre vodu nepriepustné. Lokálne sú zvodnené iba piesčité vložky s pórovou priepustnosťou. Litologický vývoj kotliny neumožňuje väčšie zvodnenie sedimentov, a preto väčšina rea-

lizovaných vrstiev v nich bola negatívna. Z hydrogeologického hľadiska sú významné niektoré zlomy, po ktorých vystupuje k povrchu CO₂ a miestami aj minerálne vody malých výdatností (Číž).

Anomáliou sú výstupné cesty výdatného prameňa Králik, kde sa voda z vápencov stredného triasu dostáva na povrch cez vápnnité prachy. V miestach, kde je toto súvrstvie uložené na triasových karbonátoch transgresívne (západne od údolia Muráňa), tvorí pre puklinovo-krasové vody mezozoika nepriepustnú bariéru.

Priaznivejšie podmienky pre zvodnenie majú zlepené, organodetritické a organogénne vápence, pieskovce bazálnych a okrajových vrstiev egeru, ktoré sú pomerne dobre rozpukané so slabými náznakmi skrasovatenia. Dotované sú podzemnou vodou väčšinou zo susedných stredotriasových karbonátov.

Na severe kotliny sú na nich naložené nepriepustné vápnnité prachovce a prachy, ktoré im tvoria bariéru, takže z nich vyvierajú niekoľko prameňov s výdatnosťami od 2,0 do 8,0 l.s⁻¹.

V južnej časti územia (Cerová vrchovina) sú pomerne časté sedimenty pieskov a pieskovcov egenburgu s pórovou priepustnosťou. Vyvierajú z nich zvyčajne pramene s výdatnosťou do 0,5 l.s⁻¹, miestami 1,0 až 3,0 l.s⁻¹ (Petrovce, Jestice, Gemerské Dechtáre), a to na styku s ílovitou výplňou úvalín. V tektonicky porušených miestach, obvykle v údoliach riek, je možné v týchto sedimentoch vrtní získať podzemné vody s výdatnosťami 2,0–3,0 l.s⁻¹.

V severovýchodnej časti územia vystupuje poltárske súvrstvie (dák), ktoré vzhľadom na pestrosť svojho litologického zloženia (štrky až plastické íly) má odlišné hydrofyzikálne vlastnosti. V podloží fluviálnych sedimentov v údolí Slanej, Muráňa majú neogénne sedimenty ílovitý charakter a ojedinele sú v nich zvetrané valúny kryštalinika. Prevažná ílovitá zložka v tomto súvrství spôsobuje jeho malú priepustnosť – koeficient filtrácie je 10⁻⁷ m.s⁻¹.

Na pahorkatinách sa však sedimenty dáku vyznačujú oveľa vyšším obsahom valúnov. Íly sú miestami piesčitejšie, a tak koeficient filtrácie je 10⁻⁶ m.s⁻¹. Pri priaznivej morfológii nepriepustného podložia môžu z tohto súvrstvia vyvierajúť malé pramene s výdatnosťou do 0,1 l.s⁻¹.

Podzemné vody egerských sedimentov prevažne do hĺbky 50,0 m majú dominujúci kalcium-(magnézium)-bikarbonátový chemizmus. Celková mineralizácia sa pohybuje od 0,6 do 1,4 g.l⁻¹.

Podzemné vody z hlbokých obzorov v kišcelských až egerských sedimentoch sú charakterizované vysokou mineralizáciou prevažne v intervale 4,0–15,0 g.l⁻¹ a výskytom natrium-chloridového typu vôd (lokality Čakov, Číž).

Pre akumuláciu podzemných vôd v Rimavskej kotline

majú najvhodnejšie podmienky fluviaálne sedimenty rieky Slanej, Muráňa, Turca, Blhu a Rimavy.

Do hodnoteného územia spadajú stredné a dolné časti tokov. V stredných úsekoch sú vodné toky zarezané hlavne v sedimentoch mezozoika. Na dotácii fluviaálnych náplavov sa okrem zrážok podieľajú aj vodné toky, a to hlavne pri vysokých stavoch. V miestach, kde údolie je vymodelované v triasových karbonátoch sa puklinovo-krasové vody podieľajú na dotácii náplavov Slanej, Muráňa, Turca a Blhu. Náplavy širokých poriečnych nív v Rimavskej kotline, t.j. dolné časti tokov sú okrem zrážok dotované i infiltráciou z vodných tokov a prítokov z riečnych terás. Hladina podzemnej vody v nich závisí predovšetkým od hladiny v povrchových tokoch.

Fluviaálne sedimenty Slanej rozdelil J.Orvan (1969) na tri charakteristické úseky. Na území mapy sa nachádza iba posledný úsek, a to od Bohúňova po štátne hranice s MLR. Tento úsek má najvhodnejšie podmienky pre zvodnenie sedimentov v celom povodí Slanej. Riečne náplavy tu majú maximálnu hrúbku a veľmi dobré hydrofyzikálne vlastnosti (tab. 17). Od Bohúňova po Šafárikovo riečne náplavy sú pravidelne rozložené po celej šírke poriečnej nivy (Ich základné hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. 17 a 18). Vrtmi je tu možné priemerne odoberať $6,0-9,0 \text{ l.s}^{-1}$ podzemných vôd, ale miestami, napr. pri Gemeri až $10,0-18,0 \text{ l.s}^{-1}$.

Od Šafárikova po Lenártovce sa fluviaálne sedimenty vyznačujú určitou diferenciáciou filtračných vlastností štrkov. Optimálne vlastnosti majú piesčité štrky na pravej strane poriečnej nivy medzi Šafárikovom a Chanavou, kde riečne náplavy a štrky majú najväčšie hrúbky $-7,5 \text{ m}$ (tab. 18). Koeficient filtrácie je obvykle $2,0-4,0 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. V niektorých úsekoch (Králik-Riečka, Ábovce - Lenártovce) v dôsledku zvýšenej prítomnosti jemnejších až hnilokalových sedimentov je znížená priepustnosť štrkov. Priemerne možno vrtmi odoberať $10,0-15,0 \text{ l.s}^{-1}$ podzemných vôd, pri Stránskom, Ruminciach a Chanave až $20,0-25,0 \text{ l.s}^{-1}$ z jedného vrtu (tab. 18).

Od Gemerskej Panice po Kráľ je vyvinutý rozsiahly systém terás s hrúbkou zvodnených štrkov v hrúbke od $1,2$ do $4,0 \text{ m}$. Výdatnosti vrtov v nich sú obvykle $1,0-5,0 \text{ l.s}^{-1}$, maximálne $7,0-9,0 \text{ l.s}^{-1}$ (tab. 18).

Terasy sú dotované zrážkami a prítokmi zo svahových sedimentov. Odvodňované sú hlavne prameňmi na hranách terás a priesakom do alúvia. Priemerná výdatnosť prameňov je do $0,2 \text{ l.s}^{-1}$ ojedinele $0,5-2,5 \text{ l.s}^{-1}$. Sumárny odtok z tohto systému terás je $18,0 \text{ l.s}^{-1}$ (J.Orvan 1969).

Fluviaálne náplavy Muráňa od Zdychavy po Licince majú hrúbku zvodnených štrkov od $1,0$ do $3,6 \text{ m}$. Pribúda ílovitá prímes v štrkoch, a preto súčiniteľ filtrácie sa pohybuje $4,5 \times 10^{-6}$ do $5,3 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Vrty majú výdatnosť priemerne $0,1-2,0 \text{ l.s}^{-1}$, lokálne do $3,5 \text{ l.s}^{-1}$ (Jelšava) (tab.

Tabuľka 17 Hydrogeologické parametre z vrtov vo fluviálnych sedimentoch

Lokalita Číslo vrtu	Povrchový tok	Hladina vody (m)	Zníženie hladiny vody (m)	Výdatnosť (l.s ⁻¹)	Súčiniteľ filtrácie (m.s ⁻¹)
Plešivec HMÚ-909	Slaná	-0,55	13,8	6,2	-
Gemer.Panica HMÚ-924	-"-	-0,25	2,0	2,0	6,78.10 ⁻⁴
Šafárikovo HMÚ-925	-"-	-3,28	2,0	5,2	7,23.10 ⁻⁴
Včelinec HMÚ-926	-"-	-6,63	2,5	10,7	1,16.10 ⁻³
Kerepec HMÚ-928	-"-	-1,41	2,0	0,03	4,12.10 ⁻⁶
Šivetice HMÚ-943	Muráň	-0,82	1,2	0,19	5,3 .10 ⁻⁵
Brusník HMÚ-968	Z.Turiec	-1,40	2,5	1,92	7,4 .10 ⁻⁵
Držkovce HMÚ-973	V.Turiec	-0,45	2,0	0,52	3,77.10 ⁻⁷
Žiar HMÚ-972	Turiec	-2,10	3,0	3,40	3,03.10 ⁻⁴
Hrušovo HMÚ-960	Blh	-0,27	4,0	0,40	2,28.10 ⁻⁴
V.Blh HMÚ-961	-"-	-1,49	2,5	2,50	3,73.10 ⁻⁴
Batka HMÚ-962	-"-	-2,21	1,4	1,50	4,95.10 ⁻⁴
Rim.Sobota HMÚ-947	Rimava	-3,46	0,8	1,02	1,47.10 ⁻³
Bottová HMÚ-929	-"-	-3,76	2,9	5,45	6,85.10 ⁻⁴
Jesenské HMÚ-942	-"-	-1,32	2,0	1,20	3,87.10 ⁻⁴
Šimonovce ŠM-1	-"-	-2,02	2,0	4,70	7,24.10 ⁻⁴
Lenartovce Sl-36	-"-	-2,87	1,0	2,16	1,26.10 ⁻³
Janice Jn-3	-"-	-1,97	2,0	3,00	9,75.10 ⁻⁴

Tabuľka 18 Hydrogeologické parametre fluviaľných sedimentov v jednotlivých poriečnych nivách

Povrchový tok	Hodnotený úsek	Hrúbka náplavov zvodnených štrkov (m)	Súčiniteľ filtrácie (m.s ⁻¹)	Výdatnosti vrtovej (l.s ⁻¹)	Špecifická výdatnosť vrtovej (l.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Slaná	Bohúňovo Šafárikovo	$\frac{4,5-6,5}{3,0-4,9}$	$\frac{7,9 \cdot 10^{-4}}{4,0 \cdot 10^{-3}}$	2,0-18,0	3,0-11,0
	Šafárikovo Lenártovce	$\frac{7,4}{4,6}$	$\frac{1,3 \cdot 10^{-5}}{5,9 \cdot 10^{-3}}$	10,0-25,0	1,0-17,0
	Terasy od G.Panice po Kráľ	$\frac{3,2-9,0}{1,2-4,0}$	$\frac{4,5 \cdot 10^{-4}}{3,0 \cdot 10^{-3}}$	1,0-9,0	4,0-8,0
Muráň	Zdychava - Licince	$\frac{3,0-5,0}{1,0-3,6}$	$\frac{4,5 \cdot 10^{-6}}{5,3 \cdot 10^{-4}}$	0,1-3,5	-
Turiec	Gem.Panica - vyústenie do Slanej	$\frac{3,1-8,0}{1,6-3,1}$	$\frac{2,0 \cdot 10^{-5}}{2,5 \cdot 10^{-4}}$	0,2-3,0	-
Blh	Drienčany - Rim. Seč	$\frac{0,6-12,0}{1,9-3,2}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-5}}{5,0 \cdot 10^{-4}}$	0,1-2,5	0,1-1,2
Rimava	Poriečna niva v Rim. kotline	$\frac{4,2-6,8}{1,6-4,7}$	$\frac{1,7 \cdot 10^{-4}}{1,3 \cdot 10^{-3}}$	1,0-9,0	-
	Terasy po oboch stranách poriečnej nivy	$\frac{5,9-9,6}{0,7-4,3}$	$\frac{5,3 \cdot 10^{-5}}{8,9 \cdot 10^{-4}}$	1,0-5,0	-

18). V úseku Meliata—Bretka, t.j. na vyústení do Slanej, sú náplavy vyvinuté iba skromne.

Riečne náplavy Turca sú lepšie vyvinuté v úseku Ratková—Polina (západný Turiec) a od Kamenian po Strelnicu (Východný Turiec). Vzhľadom na kaňonovité tiesňavy u oboch tokov sú náplavy vyvinuté až od Gemerskej Vsi po vyústenie do Slanej. Väčšie hrúbky náplavov (5,8—8,0 m) sú v oblasti Ratková—Brusník a v oblasti Skerešovo a Chvalovej. V údolí východného Turca nepresahuje hrúbka náplavov 3,5—5,0 m. Priemerná výdatnosť vrtov je 0,2—0,8 l.s⁻¹. V dolnom úseku od Gemerskej Vsi po ústie do Slanej je hrúbka štrkov 1,6—3,1 m (tab. 18).

Údolie Blhu v úseku Drienčany—Rimavská Seč je vyplnené náplavami o hrúbke priemerne 4,0—5,4 m (tab. 17, 18). Súčiniteľ filtrácie v oblasti Drienčan je 1,6—5,5 x 10⁻⁵ m.s⁻¹. V ostatných častiach je súčiniteľ filtrácie štrkov 1—5 x 10⁻⁴ m.s⁻¹ a z vrtov možno čerpať 0,15—1,5 l.s⁻¹ podzemných vôd, lokálne do 2,0—2,5 l.s⁻¹ (Veľký Blh, Uzovská Panica).

Po oboch stranách Blhu sú vyvinuté riečne terasy od Veľkého Blhu smerom k ústiu do Slanej. Hrúbka zvodnených štrkov kolíše od 1,0 do 3,0 m. Podzemné vody sú dopĺňané zo zrážok a zo starších útvarov. Odvodňujú sa skryte do náplavov poriečnej nivy a čiastočne vo forme malých prameňov.

Riečne náplavy Rimavy v Rimavskej kotline majú celkovo priaznivejšie hydrogeologické podmienky než horná časť údolia. Hrúbka náplavov je v priemere 4,2—5,5 m (tab. 17, 18). Hrúbka zvodnených štrkov od Skalníka smerom k Rimavskej Sobote stúpa od 1,6 m do 4,7 m a pri ústí do Slanej kolíše od 1,6 do 3,5 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov je 1,0 až 4,0 l.s⁻¹, lokálne do 7,0—9,0 l.s⁻¹ (Čerenčany, Rimavská Sobota, Jesenské).

Údolie Rimavy lemujú terasy väčšieho rozsahu na pravej strane v úseku Rimavská Sobota—Jesenské, pri Šimanovciach a na ľavej strane od Pavloviec po vyústenie do Slanej. V úseku Pavlovce—Rimavská Seč je ich hrúbka 5,9—9,6 m, hrúbka zvodnených štrkov je 0,7—4,3 m. Vrtmi možno z nich odoberať 1,0—5,0 l.s⁻¹ podzemných vôd. Časté sú vývery podzemných vôd z terás. Najvýdatnejší prameň vyvierá vo Vlkyňi s výdatnosťou 1,5 l.s⁻¹. Najčastejšie sú vývery podzemných vôd vo forme vrstevných rozptýlených výverov na terénnych stupňoch alebo prestupujú skryte do sedimentov poriečnej nivy.

Rieky Rimava, Blh, Turiec majú v prevažnej časti roka drénujúci účinok, voda z nich infiltruje iba za vysokých stavov. Rieka Slaná väčšinou roka dotuje podzemné vody fluviálnych náplavov poriečnej nivy. Hladina podzemných vôd v alúviu riek Rimavskej kotliny je prevažne voľná. Rozkyv hladiny podzemných vôd v rokoch 1963—1975 v poriečnej nive Slanej sa pohybuje od 1,07 do 4,33 m,

Muráňa od 1,36 do 1,5 m, Turca od 1,15 do 2,47 m, Blhu od 0,98 do 2,91 a Rimavy od 0,95 do 3,81 m.

Chemizmus podzemných vôd fluviálnych sedimentov je formovaný miešaním sa vôd rôznej mineralizácie (Slaná, Rimava), zloženia a pôvodu. Výsledkom je veľká pestrosť mineralizácie a chemického zloženia. Lokálne sú podzemné vody znečisťované povrchovými tokmi. V poriečnej nive Slanej v smere toku mineralizácia mierne stúpa od 0,35 do 0,75 g.l⁻¹, a zvyšuje sa podiel kalcium-sulfátovej zložky. V poriečnej nive Muráňa je mineralizácia prevažne od 0,3 do 0,6 g.l⁻¹, Turca od 0,2 do 0,8 g.l⁻¹, v poriečnej nive Blhu v oblasti Drienčan 0,5–1,0 g.l⁻¹ s výrazným Ca-HCO₃ typom chemizmu a v oblasti Veľkého Blhu a Uzovskej Panice od 0,3 do 0,55 g.l⁻¹. V poriečnej nive Rimavy sú podzemné vody kalcium-bikarbonátového typu s mineralizáciou 0,2–1,3 g.l⁻¹ (S.Gazda in V.Hanzel 1975).

MINERÁLNE VODY

V hodnotenom území sa nachádzajú prevažne uhličité minerálne vody, a to na niekoľkých lokalitách. Dva pramene sa nachádzajú v severnej časti územia v Slovenskom rudohorí, podstatná časť sa však vyskytuje vo východnej časti Rimavskej kotliny, v okolí Barce, Čakova, Radnoviec, Sútora, Šafárikova a Bretky.

V Slovenskom rudohorí sú minerálne vody v Bradne (RS-3) a Rovnom (RS-56). V Bradne vyviera kyselka z karbonických bridlíc o celkovej mineralizácii 0,94 g.l⁻¹; patrí HCO₃-Ca-Fe typu vôd. V Rovnom vyviera kyselka z permských arkóz, resp. spodnotriasových bridlíc o celkovej mineralizácii 0,18 g.l⁻¹. Sú to vody HCO₃-Ca-Mg typu (O.Franko in V.Hanzel 1975).

V Rimavskej kotline sú minerálne pramene viazané na germanotypné zlomy sz.-jv. a jz.-sv. smeru, hlavne na miesta ich vzájomného križovania. Tieto zlomy tvoria výstupové cesty CO₂. Na piesčité prachy, pieskovce a vápnité íly egeru sú viazané minerálne vody v Nižnej Pokoradzi a v oblasti medzi obcami Sútor a Čakov.

V prirodzených výveroch vyvierajú studené minerálne vody s teplotami 8,5–13,0 °C, s výdatnosťou prevažne 0,01 l.s⁻¹. Iba z hlbších vrtov v Šafárikove vytekajú vody s vyššou teplotou 17,0–18,0 °C (tab. 19).

Väčšie množstvo minerálnych prameňov sa nachádza medzi obcami Sútor, Radnovce a Čakov. Minerálne vody v Sútoře, Radnovciach a Čakove sú studené, nízko mineralizované 0,41–1,89 g.l⁻¹, s obsahom CO₂ od 0,56 do 1,39 g.l⁻¹,

Tabuľka 19 Chemické zloženie minerálnych prameňov

Lokalita (prameň, vrt)	Horninové prostredie, vek	Tep- lota vody °C	pH	CO ₂ mg.l ⁻¹	Q l.s ⁻¹	Minera- lizácia mg.l ⁻¹	Iónové zloženie mval %	Chemický typ vody >10 mval % iónov
Cakov, studňa (RS-7)	váp.silty, eger	12,0	6,2	632,0	0,01	1 462,1	Ca _{30,2} Mg _{14,9} Na _{3,9} HCO ₃ ³ SO ₄ ⁴ NO ₃ ³ 28,1 10,8 10,6	HCO ₃ -Ca-Mg
Číž, studňa (RS-9)	-	13,5	7,3	24,2	0,01	13 454,8	Na _{46,5} Mg _{1,63} Ca _{1,2} Cl _{46,6} HCO ₃ ³ 3,1	Cl-Na
Nižná Pokoradz, prameň (RS-42)	-	10,0	6,9	127,6	0,01	599,1	Mg _{29,6} Ca _{14,8} Na _{4,7} HCO ₃ ³ SO ₄ ⁴ Cl _{11,6} 23,5 12,6	zmiešaný s prevahou HCO ₃ -Ca zlož- ky
Radnovce, prameň (RS-49)	-	13,0	5,7	987,0	0,01	600,8	Na _{21,0} Mg _{17,3} Ca _{9,8} Fe _{1,0} HCO ₃ ³ SO ₄ ⁴ Cl _{4,0} 29,6 16,1	HCO ₃ -Ca-Mg
Sútor, studňa (RS-58)	-	12,2	5,2	1 124,0	-	967,5	Ca _{23,2} Mg _{13,7} Fe _{7,5} Na _{4,9} HCO ₃ ³ SO ₄ ⁴ Cl _{9,5} NO ₃ ³ 23,8 14,7 1,6	zmiešaný s prevahou HCO ₃ -Ca zložky
Sútor, studňa (RS-60)	-	12,5	6,0	1 227,0	-	888,6	Mg _{26,1} Ca _{17,5} Na _{6,8} K _{1,0} SO ₄ ⁴ HCO ₃ ³ Cl _{8,4} 30,7 9,8	SO ₄ -Ca
Šafárikovo, vrt HR-1 (RS-61)	zlepence, brekcie eger	18,0	6,1	1 579,0	16,9	1 049,2	Mg _{31,7} Na _{12,1} Ca _{4,4} K _{1,5} SO ₄ ⁴ HCO ₃ ³ Cl _{3,3} NO ₃ ³ 24,0 21,6 1,1	zmiešaný s prevahou HCO ₃ -Ca-Mg
Barca, prameň (RS-1)	sliene, eger	13,0		1 408,0	0,01		Ca _{65,4} Mg _{27,6} Na _{4,5} HCO ₃ ³ Cl _{17,0} SO ₄ ⁴ 86,2 4,4	HCO ₃ -Ca-Mg
Bretka, prameň (RS-4)	zlepence, brekcie eger	10,8		55,0	0,03	1 610,0	Ca _{86,7} Mg _{8,4} Fe _{3,1} SO ₄ ⁴ HCO ₃ ³ 79,1 19,4	SO ₄ -Ca-Mg

Dátum odberu: júl 1971

výrazného resp. nevýrazného Ca-Mg-HCO₃ typu (tab. 19). Výnimku tvorí prameň v Sútoře (RS-60), ktorý je nevýrazného kalcium-sulfátového typu.

Vzácný druh minerálnej vody vyvierá v Číži. Sú to jodobromové vody s výdatnosťou 0,1 l.s⁻¹ a obsahom jódu 23,2 mg.l⁻¹. Minerálna voda vyvierá na križovaní pozdĺžneho zlomu sv.-jz. smeru so zlomom priečnym jz.-sv. smeru. Zachytená je kopanou studňou Hygiea. Vody sú Cl-Na typu s mineralizáciou 13,4 g.l⁻¹ a obsahom 82,0 % CH₄. Teplota vody sa pohybuje od 10,0 do 13,0 °C. Sú to marinogénne degradované vody, viazané na sedimenty kišcelu-egeru (O. Franko in L.Škvarka, 1975).

Staršími vrtmi tu boli overené jodobromové vody s mineralizáciou 20,7 až 27,8 g.l⁻¹, s obsahom jódu 27,5-60,0 mg.l⁻¹ a s výdatnosťou okolo 0,01 l.s⁻¹ (O.Hynie 1963, V.Struňák 1965). Najnovšie bola zachytená jodobromová voda vrtom hlbokým 1 500 m s výdatnosťou 0,5 l.s⁻¹ a obsahom jódu 40,0 mg.l⁻¹ (M.Zakovič 1980).

Ďalšia minerálna voda v Rimavskej kotline bola zachytená v Bretke vrtom hlbokým 152,5 m v bazálnych tretohorných zlepencoch a brekciách, s prelivom na ústí vrtu 0,03 l.s⁻¹ a s mineralizáciou 1,61 g.l⁻¹ (tab. 19).

V najvýchodnejšej časti Rimavskej kotliny sa minerálne vody nachádzajú v Šafárikove. Okrem jedného prirodzeného výveru (prameň RS-63), všetky minerálne vody pochádzajú z vrto. Vrt RH-1 (RS-61) zachytil silný prítok minerálnej vody v bazálnych tretohorných zlepencoch a brekciách v hĺbke 99,7 m pod slienitým súvrstvom egeru (J.Orvan 1960). Výdatnosť po navrtaní bola 27,0 l.s⁻¹, neskôr sa však ustálila na 16,9 l.s⁻¹. Teplota vody je 17,0 °C. Ďalší vrt mal pôvodnú výdatnosť 7,4 l.s⁻¹ (postupne klesala na 6,8 l.s⁻¹), teplotu vody 17,4 °C a mineralizáciu 0,6-1,6 g.l⁻¹.

Prirodzený výver vody pri Králiku má rovnakú genézu ako vody v Šafárikove. Mineralizácia je 0,73 g.l⁻¹, teplota vody 17,0 °C a výdatnosť 29,0 l.s⁻¹. Infiltračnou oblasťou minerálnych vôd v Šafárikove sú karbonáty mezozoika Slovenského krasu (J.Orvan 1960). Podzemné vody z karbonátov stredného triasu prúdia pod tretohorné sedimenty Rimavskej kotliny. Vystupujú na povrch v oblasti Šafárikova po zlomoch v údolí Slanej, ktorými sú porušené sedimenty spodného triasu (J.Orvan 1981). Na križovaní s priečnymi zlomami dochádza k výstupu CO₂.

NERASTNÉ SUROVINY

Opisovaný región zachytený na mape má značný význam nielen z hľadiska geologickej problematiky, ale aj ako perspektívna surovinová základňa. Zastúpené sú tu rudné i nerudné nerastné suroviny, v menšom rozsahu i palivá.

Rudné suroviny sú koncentrované hlavne v severnej časti územia mapy budovanej predovšetkým paleozoikom gemerika, menej kryštalinikom veporika (paleozoického i mezozoického veku), prípadne sedimentmi a magmatitmi meliatskej skupiny a silického príkrovu.

Nerudné nerastné suroviny sa viažu hlavne na tretohorné molasové sedimenty Rimavskej kotliny, v značnom rozsahu aj na stredno- a vrchnotriasové, hlavne karbonátové členy mezozoika silického príkrovu i spodnotriasové súvrstvie meliatskej skupiny, v menšom rozsahu i na horniny paleozoika.

Indície hnedého uhlia sú známe z južnej časti Rimavskej kotliny, prognózne zdroje možno očakávať v jej severnej a východnej časti v súvrství kišcelu.

RUDNÉ SUROVINY

Rudné suroviny sú tu zastúpené pomerne širokou genetickou škálou, ale iba niektoré z nich majú aj hospodársky význam.

Pretože prevažná časť rudných i nerudných surovín vyskytujúcich sa v študovanom území je podrobne opísaná v Geologicko-ložiskovej štúdii Spišsko-gemerského rudohoria (A. Abonyi et al. 1973), nebudeme sa týmito surovinami podrobne zaoberať a uvedieme iba prehľad genetických typov, ložísk a významnejších výskytov v zmysle uvedenej štúdie, prípadne doplníme o suroviny a lokality, ktoré v uvedenej štúdii nie sú uvedené.

Endogénne ložiská a výskyty

Intramagmatické typy

Chromitový výskyt

Reprezentujú ho hniezda a zhluky chromitu v ultrabázických telieskach pri Tibe (131)*.

Hydrotermálne typy

Predstavujú najrozšírenejšiu a najpestrejšiu skupinu. Zastupujú ich metasomatické, žilné a žilnikovo-impregnačné ložiská a výskyty s rozmanitou mineralizáciou.

Metasomatické typy

Magnezitové ložiská

Sú viazané na ochtinské súvrstvie karbónskeho veku.

Najväčšie a najrozšírenejšie ložiská sú: Burda (132), Sušanský vrch (133), Ploské (134), Ploské Latinák (135), Sirk (136) a Bradno (137).

Z hľadiska prognóznosti tejto suroviny za najnádejnejšie sa považujú vrchné horizonty ochtinského súvrstvia medzi Brádnom a Sirkom v hlbších horizontoch a v najbližšom okolí známych ložísk (XCIX).

Sideritové ložiská a výskyty

Tento typ ložísk predstavoval ekonomicky významnú skupinu ložísk. Išlo predovšetkým o ložisko Železník (138) a Rákoš (139). Obe však predstavujú zmiešaný typ metasomatického a žilného typu.

* Číslice v zátvorkách sú odkazy na prílohu „Mapa ložísk a prognóz nerastných surovín“, kde sú arabskými číslami označené jednotlivé ložiská a rímskymi prognózne oblasti.

Hydrotermálne žilné typy

Z tohto typu zrudnenia v študovanom území sa vyčleňujú:

Sideritovo-kremenné žily

Nemajú ekonomicky význam; a patrí k nim žila Lajoš – Segen-Gottes pri Rákoši (140), Vysovcova (141) pri Rybníku a bezmenné výskyty pri Nandráži (142, 143).

Siderit-kremenné žily s hojnejšími sulfidickými minerálmi

V študovanom území nemajú hospodársky význam. Stretáme sa s nimi pri Rákoši na území štôlne Petrklín (188) a na žile Elena (189).

Kremeňovo-ankeritové žily so sulfidmi

Nemajú v študovanom území hospodársky význam. Patria sem žily I–IV Skalica pri Nandráži (144), Rezbanya pri Špaňom Poli (145), ako aj nepomenovaný výskyt pri Brusníku (146).

Siderit-kremenné žily s hojnejšími Pb-Zn minerálmi

Známe sú z paleozoika veporika. Uvádza ich M. Petro (1972) severne od obce Ratkovská Zdychava (147). Priemerný obsah Cu – 0,05 %, Pb – 2,27 %, Zn – 0,86 % (priemerná hrúbka žily 0,6 m).

Kremeňovo-ankeritové žily so spekularitom

Patria sem prevažne bezvýznamné ojedinelé žilné indície, často bez pomenovania: Dúbravica (148) a žila Bela pri Nandráži (149) a viacero nepomenovaných výskytov: pri Prihradzanoch (150, 151), pri Kameňanoch (152, 153), pri Brusníku (154, 155, 156) a pri Držkovciach (157).

Kremenné žily so zvýšeným obsahom Au

Tento typ zrudnenia je v študovanom území známy z kryštalinika veporika, sz. od severného okraja obce

Ratkovská Zdychava (158) na lokalite Zlatá Baňa. Mineralizácia je viazaná na kremennú žilu hrubú 1–1,5 m. Zlato bolo zistené v šličku.

Kremenné žily

Uvádzajú sa z dvoch miest: žila Rovná (159) pri Železníku a nepomenovaný výskyt sz. od Držkoviec (160).

Kremenné žily s U mineralizáciou

Tento typ zrudnenia bol zistený len na jednom mieste, pri Nandráži (161).

Hydrotermálne impregnačné ložiská

Pyritové impregnácie s Cu

Známy je iba jeden výskyt na žile Štefánia – Emília I-IV (162) pri Rákoši.

Impregnačno-žilníkové Hg zrudnenie

Je to zriedkavý genetický typ v Spišsko-gemerskom rudohorí. Na našom území ho reprezentuje ložisko Rákoš (163).

Exogénne ložiská a výskyt y

Sedimentárne typy

Exhalačno-sedimentárne hematity

Patria sem výskyt y na lokalitách: Gemerská Veš (164), kde toto zrudnenie bolo zistené spolu so sadrovcami a anhydritmi, ďalej pri Držkovciach na dvoch nepomenovaných výskytoch (165, 166).

Sedimentárne hematity

V študovanom území je známych viacero výskytoch, z ktorých niektoré boli v minulosti aj ťažené. Z význam-

nejších je to ložisko Bradlo (167) s. od Nandráža a ložisko Lujza pri Licinciach (168). Okrem toho je tu viacero menších nepomenovaných výskytov pri Kameňanoch (169), Brusníku (170), Držkovciach (171, 172, 173, 174), Licinciach (175, 176, 177, 178) i pri Meliate (179, 180).

Zvetrávacie typy

Limonitové gosany

V študovanom území tento typ zrudnenia je známy z viacerých lokalít. Pri Sirku ide o žily: Liška diera – Barbara (181), Jazvina a Babom (182), Verešková (183), pri Rákoši žily Elizabeta (184), Frideláci (185), pri Nandráži: žila Skalica V. (186) a Angelika (187).

Z hľadiska prognózy sa najpriaznivejšie možnosti ukazujú u týchto typov zrudnení:

– U žilných typov zrudnenia možnosti overenia ďalších zásob surovín sa predpokladajú u Hg zrudnenia (už na základe orientačných prieskumných diel) v rajóne Rákoš (C) a potom v severnom okraji kameňansko-prihradzanskej synklinály na základe geochemických anomálií (v mape nevyznačené).

– U zvetrávacieho typu ložísk za najprognóznejšie možno považovať akumulácie Ni-Co, a to na serpentinitových telesách za predpokladu prítomnosti kôry zvetrávania (ako je to známe z iných území Spišsko-gemerského rudohoria).

V študovanom území ide o nasledovné lokality: Držkovce, Ploské, Kyjatice, Babinec, Bretka (Ich označenie je totožné s prognóznymi oblasťami azbestu uvedených v kapitole nerudné suroviny).

– U metamorfovaných exhalačno-sedimentárnych sulfidických ložísk a výskytov Cu, Pb, Zn pričleňovaných k stratiformným ložiskám (doteraz tu neuvádzaným) je ako nádejná vyčleňovaná oblasť paleozoika brusníckej antiklinály pri Brusníku (CI), kde na základe orientačných prác sú predpoklady pre rozsiahlejšie zrudnenie tohto typu.

NERUDNÉ SUROVINY

Z nerudných nerastných surovín majú v študovanom území najväčší význam:

S t a v e b n é s u r o v i n y

Stretávame sa s nimi po celom regióne. V jeho južnej časti poskytujú tieto suroviny klastické a ílovité treťohorné sedimenty, v severných oblastiach sú to hlavne karbonátové horniny, ďalej sadrovce-anhydridy a azbesty. Vy-medzujeme tu nasledovné typy:

Štrkopiesky

Ťažiteľné akumulácie tvoria hlavne štrkopiesky kvartérnych terás a dnových akumulácií riečnych nív, v menšej miere aj štrky pontského veku.

Ložiská, resp. výskyt štrkopieskov v súčasnosti alebo v minulosti ťažené, príp. overené geologickým prieskumom sa nachádzajú v niekoľkých vekových a morfológických úrovniach kvartéru.

Najčastejšie a najpočetnejšie ložiská sú tvorené štrkopiesčitými vrstvami wŕmského veku. Ložiská štrkopieskov dnovej akumulácie riek m l a d o w ŕ m s k é h o v e k u sa nachádzajú medzi obcami Šafárikovo-Behynce-Stránska (1), ďalej v chotári obce Chanava 0,8 km s. od obce (2), medzi obcami Chanava, Riečka, Abovce (3), medzi obcami Abovce-Lenártovce (4), jz. od obce Dubovec (5), j. od obce Rimavská Seč (6), medzi obcami Jesenské a Pavlovce (7) a z. od Rimavských Pavloviac (8). Hrúbka štrkopieskových vrstiev kolíše od 1,2 m do 6,6 m, hrúbka skrývky (sedimenty povodňového krytu) kolíše od 0,2 do 0,8 m. Veľkosť valúnov sa pohybuje prevažne do 15 cm, ojedinele i 20 cm. Valúny nie sú zvetrané, sú dobre vytriedené s prevahou valúnov rezistentných hornín. Niektoré polohy sú zahlinené, miestami limonitizované. Technologické rozbory štrkopieskov niektorých ložísk sú uvedené v tab. 20, výpočet, resp. odhad zásob v tab. 21.

Štrkopiesky s t a r o w ŕ m s k é h o v e k u sú ťažené v chotári obcí Štrkovec a Rumince (9, 10, 11), na z. okraji obce Lenártovce (12), južne od obce Číž (13), medzi obcami Číž a Lenártovce (14) (na tomto ložisku sa ťažia aj štrky riskej terasy), sv. od Rimavskej Seče (15) a j. od Uzovskej Panice (16). Hrúbka štrkopieskových vrstiev kolíše od 1 do 4 m, hrúbka skrývky od 0,2 do 2,5 m. Veľkosť valúnov sa pohybuje medzi 5-10 cm. Štrky sú dost dobre vytriedené, valúnový materiál je čerstvý, prevládajú valúny rezistentných hornín. Niektoré polohy sú zahlinené. Zásoby sú uvedené v tab. 21.

Tabuľka 20 Technologická charakteristika štrkopieskov kvartéru v Rimavskej kotline

Skúška	1 Šafárikovo	3 Abovce – Chanava	7 Jesenské
ílovitost (váhové %)	1,5 – 28,0	0,40 – 13,0	0,0 – 10,0
humusovitost	A-B	B-D	A-D
nasiakavost (%)	0,0 – 1,5	0,71 – 1,34	0,30 – 1,13
nevhodný tvar zŕn (%)	2 – 18	0,97 – 1,45	0,78 – 0,98
objem. hmotnosť g/cm ³	1,36 – 1,97	-	-
celková			
drobné kamenivo	-	2,50 – 2,63	2,56 – 2,60
hrubé kamenivo	-	2,53 – 2,63	2,56 – 2,60
špec. hmotnosť g/cm ³	2,45 – 2,65	-	-
celková			
drobné kamenivo	-	2,54 – 2,66	2,64 – 2,67
hrubé kamenivo	-	2,56 – 2,67	2,67 – 2,69
medzerovitost (voľne sypaná zmes v %)	26 – 46	-	-
otlk	-	37,6 – 40,4	39,8 – 40,9
SO ₃	-	0,02 – 0,25	0,04 – 0,14
pomer <u>štrk</u> piesok	26,29 – 77,97 73,68 – 22,03	55,56 – 83,29 44,44 – 16,71	78,10 – 96,81 21,81 – 3,19
informačný prameň	E. Mikyťová – J. Tomko 1959	A. Abonyi – M. Kušnyerová 1970	

Štrkopiesky r i s k e j t e r a s y sú ťažené na v. okraji obce Martinová (18), sz. a j. od obce Rimavská Seč (17, 19), sv. od obce Širkovce (20, 21, 22) a sv. od obce Dubovec (23). Hrúbka terasových štrkopiesčitých akumulácií kolíše od 2,5 do 4 m, hrúbka skrývky kolíše od 0,2 do 3 m (narastá od hrany terasy k jej tylu). Štrky sa zložením, opracovaním a triedením podobajú wŕmským štrkom. Priemerná veľkosť valúnov je 5–8 cm (ojedinele až 15 cm), štrky sú často zahlinené, resp. sú v nich ílovito-hlinité polohy, čo znižuje ich kvalitu. Odhadnuté zásoby sú na tab. 21.

Štrkopiesky p r e r i s k e j t e r a s y sú ťažené jv. od obce Bottovo (24) a ssv. od obce Martinová (25). Hrúbka štrkopiesčitých vrstiev dosahuje 2,5–3,1 m, hrúbka skrývky 0,2–3,0 m, priemerná veľkosť valúnov asi 5 cm (ojedinele 10 cm). Štrky sú polymiktné, valúny sú čiastočne navetrané. Štrky sú viac zahlinené než štrky wŕmu a risu. Odhadnuté zásoby sú uvedené v tab. 21.

Štrkopiesky z vymenovaných ložísk sa používajú na sypanie ochranných hrádzí a na podsypné vrstvy ciest na vyrovnávanie terénu. Kvalitnejšie štrky, prípadne po úprave

Tabuľka 21 Zásoby štrkopieskov v Rimavskej kotline (odhad resp. výpočet zásob v m³)

Ložisko	Vek				Informačný prameň	
	mladší wõrm		starší wõrm	ris		preris
1 Šafárikovo	C ₁ B	3 419 328				E.Mikytová-J.Tomko 1959
	C ₁ N	464 950				
	C ₂ B	5 994 313				
2 Chanava		140 000				J.Macko-J.Padlák 1971
3 Abovce-Chanava	C ₂	7 214 360				A.Abonyi-M.Kušnyerová 1970
4 Abovce-Lenártovce	C ₂	320	350			Preiss-Jaroš 1958
5 Dubovec		375 000				J.Macko-J.Padlák 1971
6 Rim.Seč		5 000				J.Macko-J.Padlák 1971
7 Jesenské	C ₂	3 895 360				A.Abonyi-M.Kušnyerová 1970
8 Rim.Pavlovce		40 000				J.Macko-J.Padlák 1971
9 Štrkovec			1 000 000			
10 Rumince			200 000			
11 Rumince			150 000			
12 Lenártovce			C ₂ 320 550			Preiss-Jaroš 1958
13 Číž			210 000			J.Macko-J.Padlák 1971
17 Ivanice				375 000		
18 Martinová				100 000		
19 Rim.Seč				1 000 000		
20 Šírkovce				84 000		
21 Šírkovce				84 000		
22 Šírkovce				750 000		
23 Dubovec				150 000		
24 Bottovo					187 000	
25 Martinová					12 250	

sa používajú na prípravu zmesí pre menej náročné betóny, pre betón na málonamáhavé konštrukcie ap. Piesky, ktoré často tvoria dobre individualizované lavice, sa používajú ako maltárske piesky.

Prognózne zdroje štrkopieskov sú viazané na tie isté horizonty kvartérnych terás a dnových akumulácií, odkiaľ sa ťažia dnes alebo sa ťažili v minulosti. Medzi prognózne zdroje možno zahrnúť aj niektoré akumulácie štrkopieskov mindelskej terasy a štrky poltárskeho súvrstvia pontského veku.

Štrkopiesky mladowürmských dnových akumulácií vystupujú medzi obcami Rumince a Štrkovec (I), v. od Jesenského (II) medzi Jesenským a Šimonovcami (III) a medzi Rimavskou Sobotou a Rimavskými Janovcami (IV).

Štrkopiesky starowürmských terás, príp. spolu s riskou terasou sú rozšírené v okolí obce Starňa (V), j. od Štrkovca (VI), pri obciach Orávka (jz. od Rim. Seče VII). Uzovská Panica (VIII) a v okolí obce Močiar, j. od Rimavskej Soboty (IX).

Štrkopiesky riskej terasy sú v okolí Číža (X), Aboviec (XI), Dubovca (XII), Chrámca (XIII), Uzovskej Panice (XIV), z. od Pavloviec (XV, XVI, XVII).

Preriská terasa vytvára prognóznú oblasť pri obci Bottovo (XVIII) mindelská terasa z. od Pavloviec (XIX).

Pontské štrky (poltárske súvrstvie) vytvárajú prognózne akumulácie pri osade Polina (XX).

Uložné pomery, zloženie a veľkosť valúnov štrkopiesčitých sedimentov mladowürmských dnových akumulácií a starowürmských, riských a preriských terás sú obdobné ako u ložísk opísaných vyššie. Štrkopiesky mindelskej terasy z. od Pavloviec sú hrubé 3 až 7,5 m a majú skrývku hrubú 0,5 až 6,5 m (narastá k tylu terasy), valúny dosahujú v priemere 10–12 cm často i viac a sú hrubozrnnejšie než štrkové akumulácie. Nestabilné zložky valúnového materiálu sú zvetrané a štrky sú zahlinené.

Štrky pontu pri Poline dosahujú hrúbku niekoľkých metrov, hrúbka skrývky je asi 0,5 m. Priemerná veľkosť valúnov je 5 cm, ale vyskytujú sa aj valúny veľké okolo 20 cm. Štrky sú polymiktné. Prevládajú rezistentné valúny. Kvalitu štrkov znižuje značný podiel ílovej základnej hmoty.

Štrkopiesky prognózných zdrojov možno využívať na podobné účely ako štrkopiesky ťažených ložísk. Nevýhodou prognózných zdrojov štrkopieskov je to, že sa nachádzajú v miestach, kde sú kvalitné, intenzívne poľnohospodársky využívané pôdy. Využívanie týchto zdrojov predbežne odporúčame v okrajových častiach terás (hrany terás), kde sú najpriaznivejšie skrývkové pomery a ťažba by nevedla k značnej plošnej devastácii pôdy.

Tehliarske suroviny

Rimavská kotlina je bohatá na tehliarske suroviny. Ich hlavným zdrojom sú šlírové sedimenty egeru, podradne kvartérne sprašové hliny.

Ložiská tehliarskych surovín reprezentuje ložisko, z ktorého ťaží surovinu teheľňa v Šafárikove (34). Sú to prachové, prachovo-ílové sedimenty egeru a ich zvetralinový plášť. Surovina bola technologicky odskúšaná. Hodí sa na výrobu plnej i dierovanej tehly a keramzitu (V.Hlavatý et al. 1956, V.Fedorová et al. 1978). Technologické vlastnosti sú uvedené v tab. 22, zásoby v tab. 23.

Väčšina ostatných malých ložísk najmä v severnej a strednej časti Rimavskej kotliny má surovinu, ktorá nebola technologicky odskúšaná. Sú to výlučne šlírové sedimenty egeru, geneticky, vekove a do značnej miery aj litologicky totožné so surovinovým zdrojom šafárikovskej teheľne. Možno očakávať, že aj technologické vlastnosti a vhodnosť suroviny na výrobu tehál budú analogické. Ložiská sa nachádzajú pri obciach: Šafárikovo (34), Behynce (35), Levkuška (36), Figa (38), sz. od Ruminiec (39), jz. od Ruminiec (40), pri obci Lenka (41), Kesovce (42), Štrkovec (43), Veľký Blh (45), v. od Uzovskej Panice (46),

Tabuľka 22. Technologická charakteristika tehliarskych hĺn – ložisko Šafárikovo (podľa V.Fodorovej et al. 1978)

	Deluviálne a aluviálne hliny	Vápnité prachovce až ílovce	Pevné váp- nité pra- chovce až ílovce
rozzábacia voda (%)	26,63–36,95	21,90–28,25	20,8 –30,5
zmršťovanie sušením (%)	8,71–12,64	5,14– 9,43	4,0 – 6,30
pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení (MPa)	1,04– 5,41	2,54– 5,15	0,68– 4,16
zmrštenie po výpale na 850° (%)	10,92–13,26	4,43– 8,74	2,86– 5,93
950°	10,92–13,26	4,50– 9,97	3,50– 6,14
1 050°	-	4,57– 8,86	3,14– 5,43
nasiakavosť po výpale na 850°	-	18,25–26,66	12,91–32,92
950°	0,75–16,67	14,08–27,20	22,97–29,70
1 050°	-	18,09–27,29	12,21–32,92
pevnosť v ťahu za ohybu po výpale na 850° (MPa)	-	4,77– 9,40	0,74– 5,92
950°	3,89–17,76	4,35– 9,85	1,82– 6,29
1 050°	-	4,01–10,54	2,41– 8,32
koeficient citlivosti	-	0,41– 1,16	0,34– 0,97

Rašice (47), vsv. od Uzovskej Panice (48), zsz. od Nižnej Kaloše (49), pri samote Semsuro (50), jz. od obce Rokytník (51), ďalšie ložisko pri Rokytníku (52), pri obci Barca (53), sv. od obce Radnovce (54), Vieska (55), z. od Radnoviec (56), jjv. a jv. od obce Sútor (57, 58), z. od Pavloviec (59), Nižná Pokoradza (60), s. od Rimavskej Soboty (61), pri obci Včelince (62), Rimavské Janovce (63), Belín (64) a sv. od Bakty (65).

Hrúbka ťaženej polohy v jednotlivých malých hliniskách sa pohybuje od 1,7 m do 10 m, v hlinisku šafárikovskej tehelne až do 20 m. Hrúbka skrývky sa pohybuje od 0,2 do 1,5 m. V niektorých hliniskách sú škodliviny reprezentované vápnitými konkréciami vo zvetralinovom plášti, resp. v pokryvných kvartérnych sedimentoch, puklinky vyplnené hydroxidmi železa, štrkové valúny z terasových štrkov, ktoré v niektorých hliniskách zakrývajú vlastnú ťaženú surovinu, t.j. egerské šlíry. Odhad zásob je uvedený v tab. 23.

K tehliarskym hlinám horšej akosti treba zaradiť aj wŕmské sprašové hliny. Sem patrí ložisko pri Rimavskej Seči (44). Surovina nebola technologicky odskúšaná. Predpokladáme, že sa dá využiť na výrobu menej kvalitnej tehly. Zásoby sú uvedené v tab. 23.

Prognózne zdroje tehliarskych surovín sú rozsiahle. Šlírové sedimenty egeru, ktoré tvoria technologicky odskúšanú surovinovú bázu šafárikovskej tehelne, vystupujú na povrch na rozsiahlych plochách v Rimavskej kotline: z. od obce Žiar (XXVII, XXVIII) s. od Šafárikova (XXIX), v okolí obcí Kráľ (XXX), Vlkyňa (XXXI), Kesovce (XXXII), Štrkovec (XXXIII), medzi obcami Chanava-Rumince-Figa (XXXIV), v okolí obcí Neporadza (XXXV), Bukovinka (XXXVI), medzi obcami Chrámec a Janice (XXXVII), z. od obce Rašice (XXXVIII a XXXIX), v okolí obcí Gemerské Michalovce a Kaloša (XL, XLI, XLII, XLIII), pri Gregorovciach (XLIV), j. od Nižnej Kaloši (XLV, XLVI), pri obciach Figa (XLVII, XLVIII, XLIX), Barca (L, LI), Rokytník (LII, LIII), Dulovo (LIV), medzi Dulovom a Radnovcami (LV), pri Sutore (LVI), Belíne (LVII, LIX), Rimavskej Sobote (LVIII), Bakte (LX) a Zacharovciach LXI).

Stavebné piesky

Stavebné piesky sa vyskytujú v niekoľkých stratigrafických obzoroch. Vo vlastnej Rimavskej kotline, t.j. v nížinných oblastiach stavebné piesky sa získavajú selektívnou ťažbou zo štrkopiesčitých vrstiev kvartérnych terás. Na s. okraji kotliny sa pre stavebné účely ťažia epiklastické andezitové pieskovce bádensko-sarmatského veku. V Cerovej vrchovine sa ťažia pre stavebné účely piesky

Tabuľka 23 Zásoby tehliarskych surovín v Rimavskej kotline (odhad, resp. výpočet zásob v m³)

Ložisko	Vek		Informačný prameň	
	mladší wõrm	eger		
44 Rimavská Seč	375 000		J.Macko—J.Padlák 1971	
34 Šafárikovo		A ₃	626 165	V.Fodorová et al.1978
		B		
		C ₁	2 668 074	
		C ₂	4 086 014	
35 Behynce			7 500 000	J.Macko—J.Padlák 1971
36 Levkuška			10 000 000	
37 Chanava			375 000	
41 Lenka			3 000 000	
42 Kesovo			5 000 000	
45 Veľký Blh			5 000 000	A.Suchár—J.Padlák 1971
46 V od Uzovskej Panice			10 000	
47 Rašice			3 000 000	
48 VSV od Uzov. Panice			2 000 000	
49 ZSZ od Niž. Kaloše			3 000 000	
52 Rokytník			750 000	
53 Barca			10 000 000	
54 V od Radnoviec			9 000 000	
58. Sútor			3 000 000	
59 Jánošíky			4 000 000	J.Macko—J.Padlák 1971
60 Nižná Pokoradza			50 000	A.Suchár—J.Padlák 1971
61 Rimavská Sobota			600 000	
62 Včelince			1 250 000	
63 Rimavské Janovce			500 000	
64 Belín			5 000 000	

a rozpadavé pieskovce filakovského súvrstvia (egenburg), resp. kvartérne deluviálne piesčité sedimenty.

Ložiská stavebných pieskov kvartérneho veku (wõrm—holocén), — na s. úpä-tí Cerovej vrchoviny sú dve menšie ložiská. Je to malé ložisko na sv. okraji obce Drňa (26) a jv. od obce Gortva (27). V oboch prípadoch ložiskovou surovinou sú deluviál-

ne, deluviálno-fluviálne piesky, detritický materiál pochádza zo zvetralín a rozsypov filakovského súvrstvia. Piesky neboli technologicky skúšané a sú používané do maltárskych omietkových zmesí pre miestnu potrebu. Odhad zásob je uvedený v tab. 24.

Stavebné piesky b á d e n s k o - s a r m a t s k é - h o veku sú, resp. boli ťažené v malých pieskovňach na okraji Pokoradzkej a Blžskej tabule. Sú to lokality: jz. od obce Lukovištia (37), j. od obce Ostrany (28), jz. od obce Dražice (29), s. od Vyšnej Pokoradze (30) a sz. od obce Zacharovce (31). Surovinou sú tufitické andezitové epiklastické rozpadavé pieskovce a piesky rôznej zrnitosti s polohami andezitových štrkov (10–20 cm), resp. s balvanmi andezitu do 1 m i viac. Polohy pieskov majú hrúbku od 3 m do 12 m, skrývka okolo 0,5–1 m. Surovina nebola technologicky odskúšaná. Je používaná pre miestne stavebné účely ako maltársky piesok, resp. štrky sú využívané v zmesiach pre nenáročné betóny.

Stavebné piesky egenburského veku sú ťažené zo zvetraných polôh rozpadavých pieskovcov s lavicami filakovského súvrstvia, v Cerovej vrchovine. Sú to dve ťažobne v s. časti obce Hostice (32) a v jv. časti obce Jestice (33). Selektívne sa ťažia polohy rozpadavého pieskovca hrubé 1–1,5 m, prerastené polohami a lavicami pevného pieskovca hrubými 0,2–0,5 m. Technologické skúšky pieskov neboli robené. Surovinu používa miestne obyvateľstvo ako maltárske a omietkové piesky. Odhad zásob je uvedený v tab. 24.

Tabuľka 24 Zásoby stavebných pieskov v Rimavskej kotline (odhad zásob v m³)

Ložisko	Vek			Informačný prameň
	kvartér (wurm- holocén)	báden- sarmat	egenburg	
26 Drňa	312 500			J.Macko–J.Padlák 1971
27 Lukovištia		300 000		A.Suchár–J.Padlák 1971
28 Ostrany		10 000 000		↓
29 Dražice		400 000		
30 Vyšná Pokoradza		22 500		
31 Zacharovce		600 000		
32 Hostice			7 500 000	J.Macko–J.Padlák 1971
33 Jestice		.	6 500 000	↓

Prognózne zdroje stavebných pieskov, predstavujú piesky kvartérneho veku a egenburské rozpadavé pieskovce. Prognózne zdroje mladokvartérneho veku (wärm-holocén) predstavujú piesky s krátkym eolickým vývojom v okolí Lenártoviec (XXI) a jz. od Šimonoviec (XXII), kde sú deluviálne piesky podobné pieskom na ložisku 26.

Piesky staršieho kvartéru (mindel) vystupujú z. od obce Gortva (XXIII). Sú to fluviálno-deluviálne sedimenty hrubé až 8 m.

Prognózne zdroje egenburského veku zaberajú rozsiahle plochy v Cerovej vrchovine z. a jz. od Chrámca (XXIV), v okolí Širkoviec (XXV) a Drne (XXVI). Sú to rozpadavé pieskovce s lavicami (fiľakovské súvrstvie) hrubé až 200 m. Piesky vhodné na využívanie sú však iba v morfológicky exponovaných častiach súvrstvia, a to zvlášť v miestach, kde vystupujú na povrch jeho spodné, menej spevnené členy bez pevných lavíc alebo s ojedinelými lavičkami. Zrnitostné parametre a vápnitosť pieskov niektorých prognózných oblastí sú uvedené v tab. 8.

Stavebný kameň a drvené kamenivo

Pre výrobu drveného kameniva a stavebného kameňa majú význam viaceré typy surovín, z ktorých najvýznamnejšie sú:

Vápence

Z vápencových hornín sú to predovšetkým stredno- až vrchnotriasové vápence wettersteinského typu silického príkrovu, ktoré sa ťažili alebo ťažia vo viacerých kameňolomoch a na niektorých miestach boli v nich geologicko-prieskumnými prácami overené i väčšie zásoby.

Najvýznamnejšie kameňolomy sú v nich založené západne od obce Čoltovo (72, 73), kde sa intenzívne ťažia hlavne na drvené kamenivo, vhodné do asfaltového koberca na cesty a diaľnice, ako i stavebný kameň. Chemickým zložením vápence vyhovujú aj na výrobu vzdušného vápna, prípadne na priemyslové účely, ktoré vyžadujú veľkú čistotu vápencu.

Okrem týchto najvýznamnejších ložísk sú známe aj ďalšie, menšie ložiská, kde sa tento typ vápencov ťažil v minulosti a príležitostne sa ťažil v menších polomechanizovaných lomoch i dnes.

Sú to hlavne tieto kameňolomy: Kameňany (74, 75) 1,1 km sz. od obce; Sása (76) 200 m sv. od obce. Podobné lomy sú aj v najvýchodnejšej časti územia mapy v údolí Muráňa, a to pri Gemerských Tepliciach (83), Šiveticich

(82), Hucíne (84), Licinciach (85), v. od Španieho Poľa (80, 81).

Západne i východne od Liciniec (86, 90) boli v týchto vápencoch vykonané i prieskumné práce a vyčíslené zásoby kat. C₂. Surovina je zaradená do I. akostnej triedy ako lomový kameň a drvené kamenivo. V západnej časti študovaného územia sú známe kameňolomy pri Ostranoch (87, 88), pri Budikovanoch (89), Drienčanoch (91), Hrušove (77, 78) a pri Gemerskej Vsi (92, 93).

Z triasových vápencov využívaných na stavebné účely majú význam aj vápence gutensteinského typu, ktoré sa ťažia alebo ťažili vo viacerých menších lomoch: pri Meliate (94), južne od obce, a najmä pri obci Strelnice, kde sa občas ťažia v troch menších lomoch (95, 96, 97).

Kryštálické vápence meliatskej skupiny sú otvorené kameňolomami pri Držkovciach (98), Bohúňove (99, 101), Meliate (100), kde bola intenzívna ťažba hlavne v minulosti.

Viacero lomov je založených aj v súvrstviach spodného triasu silického príkrovu, kde sa ťažili predovšetkým vápence, niekde spolu aj s piesčitými vápencami, prípadne pieskovicami a kemitými bridlicami.

Takéto kameňolomy, dnes už prevažne opustené, sú známe hlavne sz. a jv. od obce Chválová (102, 103, 104), pri Rybníku (105), severne od obce Ratková (106) a pri Hucíne (107). Surovina sa spracúvala na cestný štrk, prípadne lomový kameň, na regulačné a stavebné účely.

Okrem triasových vápencov menšie lomy sú tu známe aj z vápencov karbónskeho veku, a to od obce Bradno (108, 109) a Burda (110, 111), kde sa tiež ťažili ako lomový kameň pre miestne stavby a ako kamenivo na cesty.

Ako kamenivo a stavebný kameň sú ťažené aj okrajové fácie egeru, vyvinuté ako organodetrítické vápence a na jednom mieste tiež travertíny kvartérneho veku.

Z egerských sedimentov sa stavebný kameň získava z organodetrítických vápencov a drobnozrnných zlepencov. Ťažené ložisko sa nachádza z. od Bretky (68), kde je otvorené dvoma lomami. Hrúbka ťažených polôh dosahuje 3 až 11 m, skrývka do 1 m, smerom do svahu narastá. Hornina je rozpukaná, miestami sú prítomné polohy rozpadavých piesčitých vápencov. Surovina nebola technologicky odskúšaná. Používa sa na výrobu cestných obrubníkov a ako stavebný kameň do základov domov a pri stavbe miestnych komunikácií.

Stavebný kameň kvartérneho veku (ris-würm) sa ťaží v malom ložisku pri Stránskej (69). Surovinou je svetlohnedý kavernózny travertín. Jeho hrúbka overená vrtom je 4,4 m, hrúbka skrývky 0,5–1 m. Hornina je nepravidelne rozpukaná. Technologické skúšky neboli vykonané. Surovina bola používaná na miestne stavebné účely.

Z hľadiska p r o g n ó z n o s t i z uvedených typov vápencových hornín na výrobu kameniva a stavebného ka-

meňa majú najväčší význam predovšetkým vápence wettersteinské a gutensteinské, v menšom rozsahu aj iné typy.

U vápencov wettersteinského typu prichádzajú do úvahy nimi budované južné výbežky Slovenského krasu medzi Budíkovcami a Rybníkom, Španím Poľom a Ostranmi LXVIII a LXIX), ďalej v oblasti Liciniec (LXX), medzi Bretkou a Meliatou (LXXI), ako aj pri Kameňanoch (LXXIII, LXXIV), pri Sásе (LXXV) a južne od Jelšavy (LXXII).

U vápencov gutensteinského typu ako prognózne oblasti možno vymedziť hlavne územie sv. od obce Skerešovo (LXXVI), ďalej pri Strelniciach (LXXVII, LXXVIII), severne od Meliaty (LXXIX) a pri Prihradzanoch (LXXX), sz. od Lipovca (LXXXI) a s. od Ratkovskej Lehoty (LXXXII).

Okrem uvedených typov možno ako prognózne hodnotiť aj vápence meliatskej skupiny, ktoré svojimi technologickými parametrami vyhovujú na takéto použitie. Z hľadiska rozšírenia najvhodnejšia prognózna oblasť je pri Meliate (LXXXIII).

Dolomity

Ako surovina na drvené kamenivo majú v opisovanom území značný význam aj dolomity, ktoré sú rozšírené hlavne v strednom triase silického príkrovu. Ťažili sa najmä v minulosti vo viacerých, dnes zväčša opustených lomoch, no bude treba s nimi počítať ako s potenciálnymi zdrojmi i v súčasnosti, a najmä v budúcnosti. Sú to jednak ložiská aniských dolomitov j. od Jelšavy (112, 113), ale hlavne ladinské dolomity pri Bohúňove (114), Kameňanoch (115), ďalej pri obci Starňa (66, 66a) a Safárikove (67). Používali sa v minulosti hlavne ako cestný štrk a na miestne stavebné účely – do betónu a omietky.

P r o g n ó z n e o b l a s t i týchto surovín oboch uvedených typov dolomitov sa nachádzajú najmä v predpolí existujúcich lomov, ale i v iných územiach. Sú to najmä lokality pri Bohúňove (LXXXIV, LXXXV), pri Gemerskej Teplici (LXXXVI), s. od Kamenian (LXXXVII), na Skalke pri Jelšave (LXXXVIII), pri Sásе (LXXXIX) a Ratkovskej Lehote (XC).

Tufity

Stavebný kameň a drvené kamenivo v opisovanom území poskytujú v menšom rozsahu i vulkanity. Ide predovšetkým o tufitické materiály ťažené v kameňolomoch pri Ostranoch (116) a pri Španom Poli (117). Ako prognózne územie sa javí oblasť západne od Ostran (XCI).

Sadrovce a anhydrity

Nachádzajú sa v bridličnatom súvrství spodného triasu silického príkrovu a meliatskej skupiny. Boli overené vrtnými prácami. Najznámejšie sú ložiská pri Gemerskej Vsi (124, 125). Ide o ložiská pomerne veľkých rozmerov, ktorých rozsah nie je doteraz presne známy. Tvoria tu niekoľko polôh, ktorých hrúbka kolíše od desiatok metrov do niekoľko sto metrov.

Ďalšia lokalita sadrovca je pri obci Bretka (126). Ložisko je tvorené niekoľkými polohami sadrovca. Prvá poloha, hrubá 12,6 m, je v hĺbke 19,0 m, druhá – hrubá 16,3 m v hĺbke 92,0 m je rozčlenená vložkou bridlíc na dve časti. Ďalšie polohy boli zistené v hĺbkach od 126,6 m do 141,7 m a od 155,5 m do 165,0 m. Podstatnou zložkou ložiska je sadrovec. Anhydrit tvorí len malé polohy do hrúbky maximálne 4,5 m.

Na ložisku Strelnice (127) v sadrovci i anhydrite sú často vložky a úlomky zelených a čiernych bridlíc, niekedy aj kalcitu a dolomitu. Mocné anhydritové teleso pri okraji zmenené na sadrovec, bolo zistené a overované prieskumnými prácami pri Bohuňove (128). Malé polohy sadrovca boli zistené aj pri Čoltove (129) a Meliate (130).

U všetkých spomínaných ložísk s výnimkou lokality Bretka treba uvažovať s hlbinnou ťažbou.

Podľa doterajšej preskúmanosti územia prírastky zásob možno očakávať najmä na lokalitách Bohuňovo a Bretka.

Surovina na ťachtenú kamenársku výrobu

Vápence

Na ťachtenú kamenársku výrobu prichádzajú v študovanom území do úvahy len karbonátové horniny, a to vápence.

Jedno z ložísk, na ktorom bol vykonaný vyhľadávací prieskum a je otvorené aj menším lomom, sa nachádza severne od obce Rákoš (118). Ide tu o karbonátové teleso o dĺžke 1 700 m a šírke do 400 m. Reprezentujú ho hrubokryštalické vápence bielej, ružovkastej, šedobielej a šedomodrej farby.

Ložisko je intenzívne tektonicky porušené, čo nepriaznivo ovplyvňuje výťažnosť blokov požadovanej veľkosti. Preto je hodnotené ako málo vhodné na ťažbu blokov. Výťažnosť blokov väčších ako 0,5 m³ na základe pokusnej ťažby v menšom kameňolome je len 6-percentná a tak surovina na dekoračné účely môže byť využívaná len v rámci komplexnej ťažby na stavebné účely.

Z hľadiska prognózy sa pre ťachtenú

kamenársku výrobu okrem uvedených vápencov ako najpriaznivejšie javia hallstatské vápence, zistené v doline Kamenný jarok, jv. od obce Slizské (XCII). Ide o pestrofarebné horniny s pozvoľným prechodom farebnosti. V s. časti pruhu vystupujú červené, šedé, ružovkasté nevýrazné vrstevnaté vápence, v južných častiach pruhu sú vápence svetlosivé i sivé, ojedinele i rohovcové. Hrúbka vrstiev je 20—40 m.

Vhodný materiál na šľachtenú kamenársku výrobu by mohli poskytnúť aj pestré nádasské vápence sv. od Hrušova (XCIII). Majú však menšie rozšírenie ako hallstatské vápence.

V ä z n é a h u t n í c k e s u r o v i n y

Vápence

Takéto suroviny sa v študovanom území netažia. Niektoré z prv uvedených typov vápencov, ktoré sa využívajú alebo sú vyčlenené ako prognózne na výrobu drveného kameniva a stavebného kameňa, na základe orientačných technologických analýz a na základe analógie s takýmito vápenkami z iných lokalít, by vyhovovali i na priemyslové účely, ako je napr. výroba vápna, cementu, hutníctvo a iné odvetvia národného hospodárstva, náročné na čistotu vápencov.

Ide predovšetkým o vápence wettersteinského typu stredného, ale i vrchného triasu silického príkrovu, rozšírené najmä na južných výbežkoch Slovenského krasu.

Prognózne oblasti týchto vápencov zvlášť nevymedzujeme, pretože sú totožné s plochami týchto vápencov označených symbolom pre stavebný kameň a drvené kamenivo, ku ktorému je pričlenený i symbol vysokopercentných vápencov.

Žiaruvzdorné suroviny

Okrem už opísaných magnezitov ako žiaruvzdorné suroviny možno v študovanom území vyčleniť aj

Azbest

Žilky chryzotilového azbestu boli tu zistené v serpentinitových telesách na viacerých miestach.

Ide predovšetkým o telesá v meliatskej skupine pri Bretke (119), vyskytujúce sa sv. a západne od obce a potom pri Čoltove. Na priemyselné využitie však nie sú vhodné.

Ďalšie takéto telesá sú známe aj od Kyjatic (120), Babinca (121), Držkoviec (122), kde sú viazané na spodnotriasové súvrstvie silického príkrovu a od Ploského (123) v karbónskych fylitoch.

Z a p r o g n ó z n e územie z hľadiska možnosti zistenia nových zásob tejto suroviny možno pokladať výskyt serpentinových telies pri Držkovciach (XCIV), Ploskom (XCV), Kyjaticiach (XCVI) a Bábinci (XCVII).

Keramické a kameninové suroviny

Nachádzajú sa v poltárskom súvrství (pont), ktoré pozostáva zo štrkov, pieskov a pestrých ílov. Medzi pestrými ílmi sú tiež polohy sivých, sivobielych a béžových ílov.

Na dvoch miestach pri Meliate (70) a pri Šiveticiach (71) boli overené zásoby plastických ílov s možnosťou ich využitia pri výrobe kameninových výrobkov alebo tehál.

Na ložisku pri Meliate hrúbka ílov kolíše od 1,5 do 13 m, hrúbka skrývky od 0,3 do 9,6 m, na ložisku Šivetice hrúbka ílov je od 7,8 do 18,3 m, hrúbka skrývky 4,5–5,9 m. (V. Oravcová–J. Tomko 1961). Šivetické ložisko J. Macko–J. Dianiška (1971) hodnotia ako tehliarsku surovinu. Technologické vlastnosti suroviny a zásoby sú uvedené v tab. 25, 26.

Prognózne zdroje keramických surovín

Na báze pestrých ílov poltárskeho súvrstvia sa v minulosti rozvinulo na s. strane Rimavskej kotliny hrnčiarstvo (Licince, Držkovce, Šivetice, Meliata a i.). Na troch miestach tieto pestré íly, zvlášť íly svetlých farieb, boli podrobené technologickým analýzám s cieľom posúdiť ich použiteľnosť v keramickom priemysle. Všetky analýzy a ich vyhodnotenia vykonali pracovníci Vývojového pracoviska Keramických závodov v Michalovciach.

O k o l i e Č o l t o v a (LXII). Vrt DV-1 pri Čoltove prevrtal poltárske súvrstvie hrubé 113 m, ležiace na egerských šlíroch. V hĺbke 8,30–9,80 (1,5 m) sa nachádza poloha svetlošivých až bielych ílov. Podobné íly boli odokryté v okolí Čoltova vo výkope pre plynovod. Mineralogické zloženie ílov: kaolinit, prímes kremeňa a illitu, frakcia menšia ako 2 mikróny tvorí 71 % horniny. Chemické zloženie je uvedené v tab. 27. Vypaľovacia farba pri 1 150 °C šedohnedastá, pri 1 250 °C svetlošedá.

Tabuľka 25 Technologická charakteristika plastických ílov z ložiska Meliata – krajné hodnoty (V.Oravcová-J.Tomko 1961 – doplnok záverečnej správy)

Rozrábacia voda (%)	15,96–33,76		
Zmrštenie sušením (%)	1,64– 9,64		
Zmrštenie po výpale (%)	1 050° 0 -16,57	1 150° 0 -17,14	1 250° 0 -12,64
Strata na váhe pri výpale (%)	3,0 – 9,58	3,04– 9,53	3,57– 8,54
Nasiakavosť váhová	0,19–15,96	0,10–16,24	0,21– 8,36
Pevnosť v tlaku za ohybu v kg/cm ² (1 250°)	21,00–129,22		
Farba po výpale 1 050° 1 250°	tehlová béžová hnedá, žltohnedá, zelená		
Bod slinutia	1 180°–1 280°		
Bod deformácie	1 350°–1 580°		
Kyselinovzdornosť	83,37–98,14		

Tabuľka 26 Zásoby plastických (kameninových) ílov na ložiskách Meliata a Šivetice (v m³)

Ložisko	Zásoby	Informačný prameň
Meliata-východ	C ₂ 3 980 491 D 2 695 922	V.Oravcová-J.Tomko (1961) ↓
Meliata-západ	C ₂ 2 808 998,8 D 64 500	
Šivetice	C ₂ 2 643 614,8	

Surovina je vhodná ako prímies do zmesí na výrobu keramických dlaždíc, slinutých a poloslinutých obkladačiek. Okolie Držkoviec (LXIII). Vrt EUP-4 prevrtal poltárske súvrstvie hrubé 103 m, ležiace na mezozoiku meliatskej skupiny. V hĺbke od 4 do 19 m sú žltohnedé, svetlosivé až biele, sivé, sivohnedé a hnedé íly s kolísavou prímiesou piesku prípadne drobného štrku. Frakcia menšia ako 2 mikróny je tvorená kaolinitom s prímiesou sľudového minerálu a montmorillonitu. Chemické zloženie (bodové analýzy) je uvedené v tab. 27. Podľa technologických analýz surovina z hĺbky 6,50 až 7,60 m je vhodná do zmesí na výrobu obkladačiek a dlaždíc svetlej farby. Ostatné íly po úprave (výplav pod 0,06 mm) sú vhodné ako prímies do pracovných hmôt na výrobu:

Tabuľka 27 Chemické analýzy keramických ílov poltárskeho súvrstvia (pont) z okolia Čoltova, Držkoviec a Liciniec

vzorka	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	SO ₃	H ₂ O 110°	H ₂ O 950°	Súčet
Čoltovo DV-1 (8,3– 9,8 m)	64,35	20,93	1,44	0,14	0,48	0,05	0,96	1,28	-	2,76	0,26	0,36	st.	1,40	5,13	99,54
EUP-4																
(4,5– 6,0 m)	72,57	17,08	0,94	0,65	0,68	0,04	0,14	0,72	0,01	2,0	0,16	-	0,22	0,75	4,63	99,85
6,6 m	58,63	26,30	1,68	0,22	1,14	0,06	0,29	0,72	0,01	2,89	0,23	-	0,19	1,91	7,48	99,84
7,1– 7,6 m	58,79	25,63	1,73	0,25	1,28	0,05	0,28	0,72	0,01	3,28	0,19	-	0,16	1,26	7,49	99,86
18,4 m	43,61	19,92	22,48	0,29	1,02	9,74	0,29	0,62	0,03	2,17	0,17	-	0,10	2,38	8,45	99,98
ELE-2																
(3,5– 4,0 m)	81,03	11,05	0,68	0,55	0,18	0,01	0,53	0,36	0,01	0,58	0,05	-	-	0,63	4,02	99,68
18,1–18,6 m	45,23	24,45	8,64	0,22	0,74	0,18	0,76	0,78	0,15	1,70	0,26	-	-	7,33	9,15	99,59
37,2–38,0 m	44,78	21,06	10,75	0,30	0,76	0,35	0,84	1,66	0,15	2,36	0,47	-	-	8,55	7,78	99,81
53,0–53,5 m	65,88	16,58	2,99	0,41	0,70	0,08	0,71	1,18	0,02	2,39	0,29	-	-	2,99	5,35	99,75

- keramických dlaždíc svetlej farby (7,60–17,00 m)
- porovinových obkladačiek, resp. obkladačiek (4,50–6,50 m)
- červených dlaždíc (17,00–18,00 m a 18,50–19 m v prirodzenom stave).

Okolie Liciniec (LXIV). Vrt ELe-2 prevrtal poltárske súvrstvie hrubé 79 m. Leží na mezozoiku silicika a meliat-skej skupiny. V jeho vrchnej časti (do 55 m) prevládajú pestré íly. Sú prevažne hnedej farby, so sivými a svetlými polohami. Piesčitosť ílov kolíše. Mineralogicky íly tvoria zmes kaolinitu a illitu, vo vrchnej časti prevláda kaolinit, v spodnej illit. Chemické zloženie (bodové analýzy) je uvedené v tab. 27.

Technologicky boli vyhodnotené len niektoré polohy. Surovina je vhodná na výrobu stavebnej keramiky a červených dlaždíc.

P r o g n ó z n e ú z e m i e sa zhruba kryje s rozšírením poltárskeho súvrstvia v Rimavskej kotline. Kvalitnejšie íly a hrubšie polohy týchto ílov možno očakávať pri sv. okraji Rimavskej kotliny, smerom do kotliny kvalita ílov klesá, ale ani tam nemožno vylúčiť možnosť menších ložiskových akumulácií ílov vhodných na výrobu stavebnej keramiky.

Palivá

Prognózne zdroje uhlia a lignitu v Rimavskej kotline možno očakávať v jej severnej a východnej časti.

Severná časť kotliny

Uhlie tu môže byť viazané na lagunárny vývoj kišcelu, ktorý reprezentujú hostišovské vrstvy. Boli prevrtené niekoľkými vrtmi:

vrt	hĺbka	hrúbka
DV-1	213,3–227,6 m	14,3 m
R-3	99,3–117,0 m	17,6 m
RK-2	98,2–103,0 m	4,8 m

Hostišovské vrstvy prevrtal aj vrt JH-1, hĺbený z. od študovanej oblasti, pri obci Nižný Skálnik.

Hostišovské vrstvy sú tvorené vápnitými prachmi, ílmi a tenkými uhoľnými medzivrstvičkami, resp. laminkami. Priaznivá paleogeografická poloha a litologický vývoj s náznakmi uhoľnej sedimentácie dávajú teoretické predpoklady pre výskyt uhoľných slojov. Územie, kde možno očakávať rozšírenie hostišovských vrstiev (LXV) s teoretickou možnosťou výskytu uhoľných slojov sa rozprestiera v s. časti Rimavskej kotliny medzi Dlhou Vsou a údolím rieky Rimavy s. od

Rimavskej Soboty (D.Vass—J.Gašparik a kol. 1978). Treba poznamenať, že ani jeden z vrtov v uvedenom priestore dosiaľ neoveril prítomnosť uhoľných slojov.*

Východná časť kotliny

Do v. časti kotliny, resp. do priestoru, kam zasahuje z. výbežok Bodvianskej pahorkatiny, pravdepodobne okrajovo zasahuje uhoľný vývoj pontu (resp. panónu?), rozšírený v sv. Maďarsku. Možno ho očakávať iba v podloží poltárskeho súvrstvia na kesovských poklesnutých kryhách sz. zlomového systému (LXVI). V tomto priestore jeden z vrtov DV-3 v podloží poltárskeho súvrstvia overil prítomnosť ílových vrstiev, v ktorých však neboli zistené príznaky uhoľnej sedimentácie.

Indície uhlia pochádzajú aj z južnej časti kotliny (LXVII). V prvotnej dokumentácii vrtu C-2 pri Číži je zaznamenaných šesť slojov uhlia v hĺbke od 619 do 650 m (V.Homola 1952). Údaje nepochádzajú z jadra, ale z drte vynešenej vrtným výplachom. Dva hlboké vrty hĺbené v okolí Číža (MJČ-1, BČ-1), boli však bez výnosu jadra a neoverili prítomnosť uhlia. Keďže geologický a paleogeografický vývoj kišcelu v Rimavskej kotline nevyklučujú úplne možnosť vzniku uhoľnej akumulácie pri j. okraji šafárikovskej elevácie, je žiadúce indíciu výskytu uhlia v okolí Čížu overiť.**

* Riedka sieť vrtov, ktoré realizoval Geologický prieskum, závod Rožňava (zodpovedný riešiteľ J.Zlocha), neoverila prítomnosť uhoľných slojov.

** Súvisle jadrováný vrt LR-10, ktorý hĺbil Geologický prieskum v blízkosti vrtu C-2, neoveril prítomnosť uhoľných slojov.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Štvrtohory

1. L e n k a – hlinisko a štrkovisko pri hospodárskom dvore JRD, cca 100 m východne od obce. V odkryve vystupujú červenohnedé štrky gŕnzskej terasy a fosílné rubifikované pôdy. Južnejšie vrch Sŕrŕberc s podobnou stavbou kvartéru.

2. H u b o v o – vrch (285,4 m), Rŕbanisko, rezíduá štrkov najstaršieho pleistocénu (donau).

3. D ō n a – severne od osady na hranách gŕnzskej a staršej mindelskej terasy vystupujú štrky, silne rubifikované a rubifikované fosílné pôdy.

4. S ũ t o r – hlinisko 200 m severne od osady Belín. V odkryve vystupujú štrky staršej mindelskej terasy, nadložné piesky a sprašové hliny.

5. C h r á m e c – štrkovisko na hrane riskej terasy. Štrky s nálezmi kostí kvartérnych chobotnatcov.

6. M a r t i n o v á – štrkovisko pri východnom okraji obce. V odkryve vystupujú piesčité štrky s nadložnými sprašovými hlinami rozdelenými fosílnymi pôdami R/W interglaciálu.

7. D u b o v e c – štrkovisko pri železničnej zastávke Dubovec. V odkryve vystupujú zahlinené štrky preriskej terasy Rimavy a nadložné spraše.

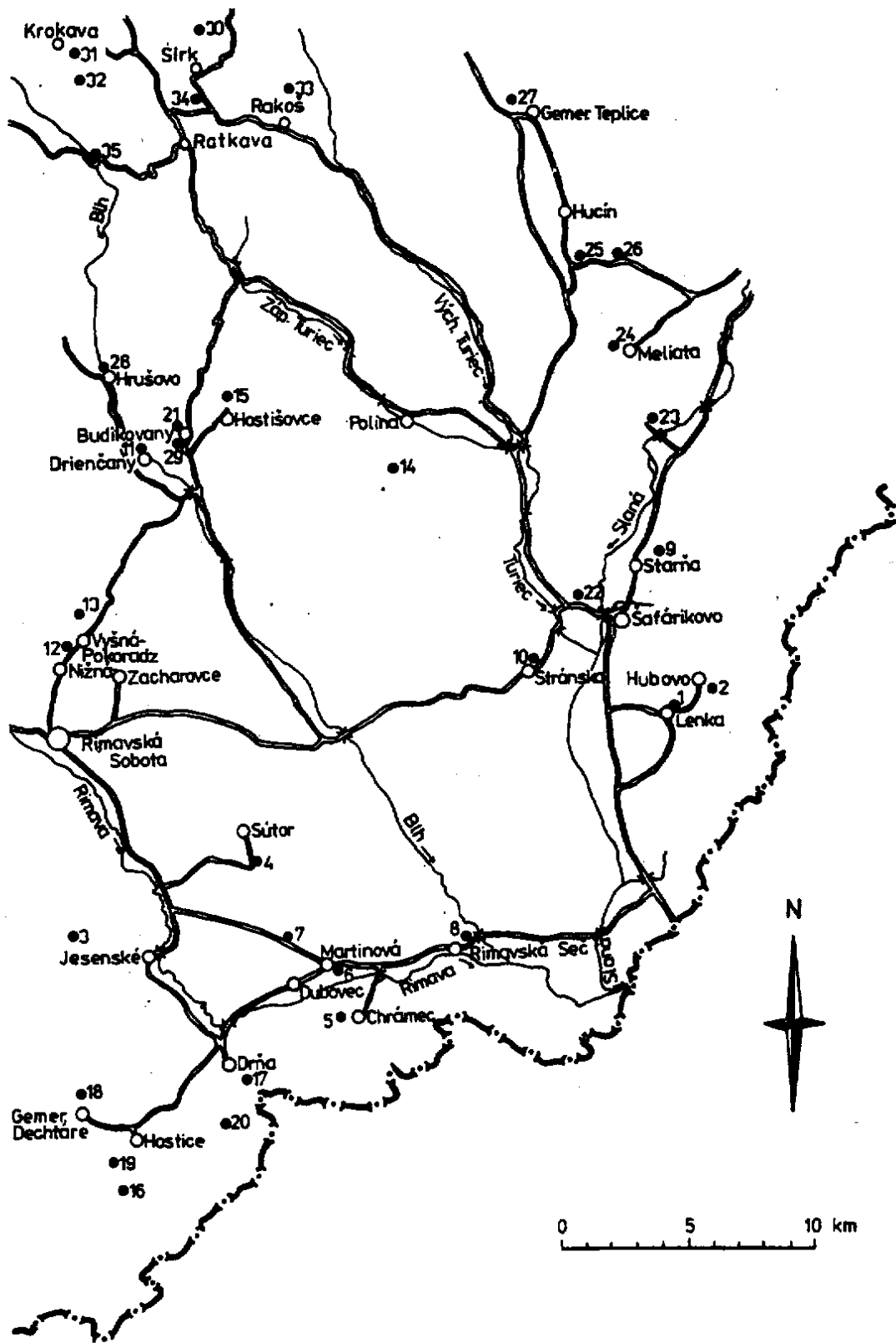
8. R i m a v s k á S e č – východne od obce pri železničnom priecestí. Štrkovisko v štrkoch staršej wŕrmskej terasy s nadložnými sprašami, rozdelenými fosílnou hnedozemou.

9. S t a r ň a – štrkovisko pri hospodárskom dvore JRD (východne od obce). V odkryve vystupujú červenohnedé zahlinené štrky (preris).

10. S t r á n s k a – opustená ŕažobňa travertínu. Sivé až svetlobiele pevné travertíny s chladnomilnou malakofaunou.

11. D r i e n č a n y – kameňolom v triasových vápencoch s výplňou krasových dutín. Severozápadne od kameňolomu Malá a Veľká drienčanská jaskyňa s nálezmi kostí jaskynného medveda a artefaktami.

12. V y š n á P o k o r a d z a – Z a c h a r o v c e – v severozápadnom okolí medzi Nižnou Pokoradzou a Zacharovcami sa nachádzajú zvyšky kryhových zosuvov neovulkanitov.



Obr. 13 Významné geologické lokality

NEOVULKANITY

S t r e d n ý m i o c é n

13. Skalnatý svah a staré lomy 1,6 km sv. od V y š - n e j P o k o r a d z e. Typový profil pokoradzského súvrstvia, Odkryté bazálne pieskovce, lahár, zlepenca pobrežnej zóny, uloženiny pyroklastických prúdov, neky.

14. Opustený lom pod kótou C e r e s n e k, 2 km j. od obce P o l i n a. Typový profil pokoradzského súvrstvia: odkryté sú bazálne vrstvy vo vývoji hlbšieho litorálu a nadložné blokové zlepenca pobrežnej zóny.

15. Južný svah kóty L y s e c, 0,5 km s. od H o s - t i š o v i e c. Typový profil pokoradzského súvrstvia: striedajúce sa triedené pieskovce a zlepenca pobrežnej zóny.

MOLASOVÉ SEDIMENTY

E g e n b u r g

16. Svahy na v. okraji obce J e s t i c e, resp. v. od obce (z. svahy kóty 315,7). Rozpadavé pieskovce s lavicami. Stratotypová lokalita fiľakovského súvrstvia - egenburg (pozri D.Vass-M.Elečko 1982, str. 119).

17. Poľná cesta smerujúca od obce D r ň a do sedla medzi kopec Srnie (k. 384,6) a Biriň (k. 395,3). V záreze poľnej cesty a okolo cesty možno študovať profil fiľakovským súvrstviem počínajúc pieskami na báze cez rozpadavé pieskovce s lavicami až do nadložných jalovských vrstiev: pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením. Zmeny zrnitosti a vápnitosti sú opísané v nepublikovanej práci D.Vass et al. (1976).

18. Severný okraj obce G e m e r s k é D e c h - t á r e. Rozpadavé pieskovce s pevnými lavicami, hrubými 20-25 cm. Odstup medzi jednotlivými lavicami 0,5-1,5 m. Fiľakovské súvrstvie, egenburg. Genéza pieskovcových lavíc - pozri D.Vass 1970. V pieskovcových laviciach, j. od obce (pri štátnej ceste) sú hojné stopy po bioturbácii.

19. 1,75 km jz. od kostola v obci H o s t i c e, v rokline 0,75 km z. od štátnej cesty - Hostice-Jestice. V rokline sú veľké stenové odkryvy (až 8 m vysoké steny). Rozpadavé pieskovce s lavicami. V pieskovcoch vzácne pozorovať sedimentárne textúry: malé šikmé zvrstvenie

(typ 4), horizontálne a šošovkovité zvrstvenie. Fiľakovské súvrstvie, egenburg.

20. 3,6 km v. od obce H o s t i c e, 0,8 km vjv. od samoty Jalová sa nachádza stenový odkryv na s. svahu doliny potoka. Šikmo zvrstvené pieskovce s pevnými lavicami. Je to stratotypová lokalita jalovských vrstiev. Podrobný opis v nepublikovanej práci D.Vass et al. (1980, str. 104 až 112). Prístup k lokalite je pomerne náročný na čas: asi 5 km chôdze po poľných cestách a chodníkoch.

E g e r

21. 0,85 km s. od kostola v obci B u d i k o v a n y v záreze poľnej cesty a v doline potoka vystupujú organické a organodetrítické vápence, piesčité organodetrítické vápence s hojnými litotamniami, veľkými foraminiferami a inými organickými zvyškami. Je to typová lokalita budikovianskych vrstiev, eger. Podrobný výpočet fauny v práci F.Steiningera et al. 1975, str. 81-82, resp. M.Vaňová in T.Báldi, J.Seneš et al. 1975, str. 166-169.

22. Hlinisko tehelne na s. okraji Š a f á r i k o v a (pri štátnej ceste Šafárikovo-Rimavská Sobota). V hlinisku sú odkryté vápnité prachy s morskou faunou. Lučenské súvrstvie, eger.

23. Opustené lomy na s. okraji obce B r e t k a (pod ruinami kostola) a ďalšie lomy z. od obce pri poľnej ceste smerujúcej ku kopcu Villot. V lomoch sú odkryté organodetrítické vápence a vápnité pieskovce s faunou. Je to stratotypová lokalita bretských vrstiev. Podrobný opis v práci F.Steiningera et al. (1975, str. 80), resp. M.Vaňová (1959), A.Papp (1960), M.Vaňová (in T.Báldi, J.Seneš et al. 1975, str. 193-196).

MEZOZOIKUM GEMERIKA

24. M e l i a t a - sz. od obce Meliata, na ľavom brehu riečky Muráň je odkryv vrstevného sledu, ktorý je typovým profilom meliatskej skupiny. Sled je zachovaný od anisu až do najvyššieho triasu (V.Čekalová 1954, J.Bystrický 1959, H.Kozur-R.Mock 1973, R.Mock 1980).

25. H u c í n - 1,3 km jjv. od obce, začiatok širokej doliny Csákány-völgy pri štátnej ceste do Gemerskej Hôrky. V doline je výstup spodnotriasových pieskovcov silického príkrovu s bohatou makrofaunou (J.Bystrický 1958).

26. H u c í n - R i e d k a d o l i n a - 1,3 km jv. od obce Hucín, vrchné pokračovanie predošlej doliny.

V záreze železničnej trate Hucín – Gemerská Hôrka výstup nádašských vápencov s pelsónskou konodontovou mikrofaunou a v ich nadloží reiflinských vápencov so zelenými argilitmi (J.Bystrický 1954, Ľ.Gaál–J.Mello 1983).

27. **J e l š a v s k á T e p l i c a** – severne od obce, na južných svahoch kopca Stráň, nad vodojemom je profil s bridlicami, tmavosivými vápencami a červenými hľuznatými vápencami s konodontovou mikrofaunou (Ľ.Gaál–J.Mello 1983).

28. **H r u š o v o** – východný okraj obce, škrapy na západných svahoch vápencovej výšiny nad obcou. Profil cez gutensteinské, steinalmské, nádašské reiflinské a wettersteinské vápence silického príkrovu, Panvové typy vápencov sú s konodontovou mikrofaunou (Ľ.Gaál 1982).

29. **B u d i k o v a n y** – 0,5 km severne od obce Budikovany. Odkryv v sivých, ružovkastých a červenkastých doskovitých hallstattských vápencoch s makro- a mikrofaunou (F.Foetterle 1867, M.Marková 1959, J.Bystrický 1964, K.Borza–A.Began–M.Kochanová 1955, H.Kozur–R.Mock 1974).

PALEOZOIKUM GEMERIKA A VEPORIKA

30. **R e v ú c k a d o l i n a** nachádza sa severne od obce Sirk. V ústí doliny, tesne za novým sídliskom Nový Sirk je možné pozorovať tektonický styk jednotiek gemerika a veporika. Priamo na styku vystupujú grafitické fylity ochtinského súvrstvia a metamorfované arkózové droby rimavského súvrstvia. V pokračovaní doliny je v niekoľkých odkryvoch za sebou odkryté rimavské súvrstvie. Smerom k záveru doliny vystupuje v prerušovanom defilé slatvinské súvrstvie. V závere doliny je kontaktne metamorfované alpínskou žulou, ktorej apofýzy pozorovať na viacerých miestach.

31. **K r o k a v a** – v záreze štátnej cesty vedúcej z Ratkovskej Zdychavy tesne pred obcou Krokava je odkrytý kontakt alpínskej žuly s metasedimentmi slatvinského súvrstvia.

32. **S l a t v i n á** – v záreze štátnej cesty II. kategórie medzi Krokavou a Burdou, v oblasti sedla pri k. Slatviná je odkryté defilé v metasedimentoch slatvinského súvrstvia, ktoré sú postihnuté slabými účinkami kontaktnej metamorfózy a prerázané tenkými žilkami aplitov.

33. **Ostrá S k a l k a** – na sever od obce Rákoš, na hrebeni a vo svahoch a tiež v záreze asfaltovanej lesnej cesty, ktorá vedie od vetracieho komína šachty Július smerom pod kótu Železník, vystupujú oligomiktné zlepenice rožňavského súvrstvia, ktoré ležia diskordantne na metasedimentoch gelnickej skupiny. V skalných odkryvoch možno

študovať sedimentárne textúry a morfolórické znaky valúnového materiálu.

V pokračovaní lesnej cesty smerom ku kóte Železník sú odkryté kemité fylity gelnickej skupiny (drnavské súvrstvie), silne prevrásnené a preniknuté systémom kremených žiliek.

34. Východný svah kopca Z r á z (kóta 469), južne od obce Sirk. V príkrom svahu vo viacerých odkryvoch je odkrytá vrchná časť rožňavského súvrstvia, budovaná predovšetkým pieskovecami. V odkryvoch je možné pozorovať príklady sedimentárnych cyklov, typických pre divoké rieky a konkávne typy šikmých zvrstvení.

35. R a t k o v á - R o v n é - opustený lom popri štátnej ceste II. kategórie medzi obcami Ratková a Hnúšťa. Lom sa nachádza severne od obce Rovné, priamo pri štátnej ceste. Vystupujú v ňom šedé, šedomodré, jemno laminované kryštalické vápence dobšinskej skupiny (zlatnícke súvrstvie).

LITERATÚRA

- ABONYI, A. 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov.*, 3, 12-13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava - Spišská Nová Ves, 319-343.
- ABONYI, A.-ABONYIOVÁ, M. 1962: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. *Geol. Práce, Správy* 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71-97.
- ABONYI, A.-KUŠNYEROVÁ, M. 1970: Záverečná správa a výpočet zásob Rimavská Sobota - štrkopiesky VP. Geofond, Bratislava (inv. č. 22928).
- ABONYI, A. et al. 1972: Slovenské magnezitové ložiská. Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A. et al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria, ložisková časť. Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A.-ABONYIOVÁ, M. 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov. sér. Monografie*, 1, Bratislava, 11-125.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-392.
- BAJANÍK, Š. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape regionu Spišsko-gemerského rudohoria 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- 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.
- BÁLDI, T.-SĚNĚŠ, J. et al. 1975: *Chronostratigraphie und Neostratotypen* 5, EGERIEN, Veda, Bratislava, 1-577.
- BALOGH, K.-MIHALIKOVÁ, A.-VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západné Karpaty, sér. geológia* 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113-126.
- BÁRTA, R. 1962: Geofyzikálny prieskum na lokalite Šankovce (rok 1960-1961). Geofond, Bratislava.
- BEGAN, A. 1963: Ročná správa o geologickom výskume medzi Držkovcami, Rákošom a Rybníkom. Geofond, Bratislava.
- BERÁNEK, P.-HRICKO, J. 1967: Geoelektrické merania na lokalite Číž - kúpele. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava.
- BODNÁR, J.-FILO, M.-HUSÁK, Ľ.-MÁJOVSKÝ, J. et al. 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Záverečná správa. Manuskript-archív Geofyziky, Bratislava.
- BODNÁR, J.-HUSÁK, Ľ.-MÁJOVSKÝ, J. 1975: Geofyzikálny výskum

- v Rimavskej kotline za rok 1974. Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- BODNÁR, J.—HUSÁK, Ľ. 1973: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny. Ročná správa. Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- BODNÁR, J.—HUSÁK, Ľ. 1975: Geofyzikálny výskum v Rimavskej kotline za rok 1973. Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- BODNÁR, J. POSPÍŠIL, L. 1980: Geophysical indication of diapirism in the neogene basins. 25-th International Geophysical symposium. Magyar Geofizikusok Egyesülete, Budapest, 225–237.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. Geol. Práce, Správy 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–98.
- BORZA, K.—BEGAN, A.—KOCHANOVÁ, M. 1965: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. Správy o geol. výsk., 2, Ústr. Úst., Geol., Praha, 62–63.
- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského vrchního karbonu. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–51.
- BURSA, O.—JURGA, B. 1953: Závěrečná správa o pracích seizmické skupiny III. v oblasti jihovýchodoslovenského oligocénu v okolí Rimavskej Soboty. Manuskript-archív, Geofyzika, Brno.
- BYSTRICKÝ, J. 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geol. Zbor. SAV, 5, 1, Bratislava, 122–140.
- BYSTRICKÝ, J. 1958: Príspevok k poznaniu fauny spodného triasu Slovenského krasu. Geol. Práce, Správy 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11–19.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série“). Geol. Práce, Správy 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19–26.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. geol.—Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–204.
- BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1961: O sadrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geol. průzkum, 3, 8, Praha, 225–227.
- BYSTRICKÝ, J.—ORAVCOVÁ, V. 1962: Závěrečná správa a výpočet zásob Strelnice-Bohúňovo. Geofond, Bratislava.
- ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48–49.
- DUMITRICA, P.—MELLO, J. 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17–28.
- ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J.—MELLO, J. et al. 1975: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, listy: M-34-125-D-a (Šafárikovo); M-34-125-D-b (Dlhá Ves). Geofond, Bratislava.

- FEJFAR, O. 1964: The Lower (Villafranchian Vertebrates from Hajnačka near Filakovo in Southern Slovakia. Rozpr. Ústř. Úst. geol. 30, Praha, 1-116.
- FODOROVÁ, V.-SÝKORA, J.-VALKO, P. 1978: Závěrečná správa a výpočet zásob Šafárikovo - VP, Tehliarskej hlíny. Geofond, Bratislava.
- FOETTERLE, F. 1968: Vorlage der geologischen Detailaufnahmskarte der Umgebung von Rima-Szombat. Verhandlungen, Wien.
- FRIEDMAN, G.M. 1962: On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. J. geol., 70, Chicago, 737-753.
- FUSÁN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXIII Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava, 1-123.
- FUSÁN, O.-SNOPKO, L. 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 29-102.
- FUSÁN, O.-IBRMAJER, J.-PLANČÁR, J.-SLÁVIK, J.-SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-173.
- GAÁL, Ľ. 1982a: Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Drienčanskom kráse. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29-48.
- GAÁL, Ľ. 1982b: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 71-84.
- GAÁL, Ľ.-MELLO, J. 1983: Nové údaje k stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. Mineralia slov., 15, 4, Bratislava. 303-330.
- GAÁL, Ľ. a kol. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Ratkovská Suchá. Geofond, Bratislava.
- GRECULA, P.-VARGA, I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. Mineralia slov., 11, 5, Bratislava, 389-403.
- GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000 list Jelšava. Geofond, Bratislava.
- HANZEL, V. et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Košice. Geofond, Bratislava.
- HLAVATÝ, J. et al. 1956: Průzkum cihlářských surovin v ČSSR - 1956 Šafárikovo. Geofond, Bratislava.
- HOMOLA, V. 1952: Geologický, mikropaleontologický a geochemický průzkum naftových oblastí ČSR. Geologické mapování východoslovenského oligocenu. Geofond, Bratislava.
- HRICKO, J. 1968: Slovenské azbesty. Geofyzikálne merania v oblasti Rudná-Rakovnica, Rákoš, Bretka-Čoltovo, Dobšinská ľadová jaskyňa. Manuskript-archív, Geofyzika, Bratislava.

- HYNIE, O. 1963: Minerálne vody ČSSR, díl II, ČSAV, Praha, 1-797.
- CHMELÍK, J.—JABLONSKÝ, J. 1963: Predbežná správa o petrografickom výskume mladšieho paleozoika v okolí Brusníka. Správy o geologických výskumoch, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51-52.
- CHOVAN, M.—PETRO, M. 1973: Vysvetlivky k častiam listov Jelšava, Ratkovská Suchá, Ratkovské Bystré. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IBRMAJER, J. 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v merítku 1:200 000. Manuskript-archív, ÚGF, Brno.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.). Mineralia slov., 9, 3, Bratislava, 161-184.
- KAMENICKÝ, J.—KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5-73.
- KANTOROVÁ, V. 1975: Biofaciálna a biostratigrafická charakteristika terciérnych sedimentov na liste Šafárikovo a Dlhá Ves podľa foraminifer. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1977: Biofaciálna charakteristika egerienských sedimentov z listu Chanava a listu Nepradza. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1978: Foraminiferové tanatocenózy z vrtu FV-1 Blhovce. Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1980: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie morských terciérnych sedimentov z listov Jesenské a Hostice. Geofond, Bratislava.
- KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77-99.
- KANTOR, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3-40.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-28.
- KLINEC, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105-109.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa východnej časti veporského rudohoria 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. a kol. 1963: Základný geologický výskum pásma Kohúta a priľahlých pásiem. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOLBENHEYER, T. 1951: Gravimetrické práce na južnom Slovensku, oblasť Lučenec, rok 1950. Geofond, Bratislava.
- KÓNYA, A. et al. 1978: Záverečná správa o refrakčno-seizmičkom prieskume v roku 1977. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten

- für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1-14.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. SAV, 24, 2, Bratislava, 365-374.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1974: Zwei neue Conodonten — Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. Časopis pro min. a geol., 19, 2, Praha, 135-139.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. Časopis pro min. a geol., 22, 3, Praha, 299-305.
- KUBÍNÝ, D. 1957: Správa o geologickom mapovaní širšieho okolia Fabovej hole. Geofond, Bratislava.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII. Zvolen. Geofond, Bratislava, 1-132.
- KVITKOVÍČ, J.—PLANČÁR, J. 1979: Recent vertical movement tendencies of the Earth's crust in the West Carpathians. Geodynamic investigation Czechoslovakia SAV — Veda, Bratislava, 1-281.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1977: Vápňitá nanoflóra z okolia lokality Chanava. Geofond, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1978a: Vápňitá nanoflóra lokality Blhovce (vrť FV-1). Geofond, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1978b: Vápňitá nanoflóra vrtovej EUP-1 (Veľký Blh), EUP-2 (Vyšné Valice), EUP-3 (Rašice). Geofond, Bratislava.
- LEŠKO, B.—VARGA, I. 1980: Alpské prvky v stavbe Západných Karpát a ich význam. Mineralia slov., 12, 2, Bratislava, 123-125.
- MACKO, J.—DIANIŠKA, I. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list Plešivec. Geofond, Bratislava.
- MACKO, J.—PADLÁK, J. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, listy mapy 1:50 000 M-34-137-A Rimavská Seč. Geofond, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1953: Správa o geologicko-montanistických pomeroch v oblasti Železníka (oblasť Kameňany—Strelnica Španie Pole—Brusník). Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — poznámky k územiu jv. od Železníka. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49-53.
- MAHEĽ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Nakl. ČSAV, Praha, 7-495.
- MÁJOVSKÝ, J. 1976: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny. Technická správa o výsledkoch geoelektrických meraní prevedených v roku 1975. Manuskript-archív Geofyziky, Bratislava.
- MARČAK, P.—VANKO, J. et al. 1976: Mapa recentných zvislých

- pohybov Západných Karpát – mierka 1:100 000. Výskumný ústav geodézie a kartografie, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1958: Petrografický výskum sedimentárnych hornín juhoslovenského terciéru (oblasť Lučenec–Šafárikovo). Manuskript-archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1959: Výskyt valúnov jury v terciérnych zlepencoch na jz. okraji Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 267–278.
- MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Západné Karpaty, 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 79–168.
- MARKOVÁ, M. 1974: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume treťohornej výplne Rimavskej kotliny v profiloch vrto DV-1, DV-4 a DV-3. Geofond, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1977: Mineralogicko-geochemický a petrografický výskum treťohorných sedimentov Rimavskej kotliny. Geofond, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1978: Sedimentárno-petrografické a geochemické zhodnotenie terciérnych sedimentov vo vrte FV-1 (Blhovce). Geofond, Bratislava.
- MAŠÍN, J. et al. 1963: Aeromagnetická aeroradiometrická mapa ČSSR, M = 1:200 000. Manuskript-archív ÚÚG, ÚGF, Brno.
- MAZUR, E.–LUKNIŠ, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geograf. čas., 30, 2, Bratislava, 101–125.
- MELLO, J. 1979: Meliatská séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61–76.
- MELLO, J.–GAÁL, L. 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 51–62.
- MELLO, J.–MOCK, R.–PLANDEROVÁ, E.–GAÁL, Ľ. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55–81.
- MELLO, J.–POLÁK, M. 1978: Facial and Paleogeographical Outline of the West Carpathians Middle Triassic. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, 301–314.
- MELLO, J.–SNOPKOVÁ, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 239–253.
- MELLO, J.–VOZÁROVÁ, A. 1983: Je paleozoikum brusnickej antiklinály súčasťou silického príkrovu? Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 263–266.
- MELLO, J. et al. 1969: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Plešivec. Geofond, Bratislava.
- MELLO, J. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Kameňany. Geofond, Bratislava.

- MELLO, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Turňa nad Bodvou. Geofond, Bratislava.
- MELLO, J. et al. 1980: Stratigrafia a litológia meliatskej skupiny. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIKYTOVÁ, E.-TOMKO, J. 1959: Záverečná správa a výpočet zásob lokalita Šafárikovo-štrkopiesky. Stav k 1.7.1959. Geofond, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. Geol. Práce, Zošit 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91-139.
- MIŠÍK, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61-78.
- MIŠÍK, M.-SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, Veda, Bratislava, 239-261.
- MOCK, R. 1975: Meliata - typová lokalita meliatskej série. Mineralia slov., 7, 4, Spišská Nová Ves, 40-42.
- MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. In: Schönlaub, H.P. (edit.): Second European Conodont Symposium. Guidebook Abh. Geol. A.-B. 35, Wien, 129-144.
- NĚMEJC, F. 1960: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech v neogénu karpatskem (týka se hlavne jižního Slovenska). Zpr. o geol. výzk. v r. 1958, Ústř.Úst. geol., Praha. 112-114.
- ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. Práce, Zošit 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 1-53.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1975: Makrofauna z vrtu DV-1. Geofond, Bratislava.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1977: Makrofauna vrtov VCH-1 a VCH-2 z Rimavskej kotliny. Geofond, Bratislava.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1978a: Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov vrtu od Blhoviec (FV-1). Geofond, Bratislava.
- ORAVCOVÁ, V.-TOMKO, J. 1961: Záverečná správa a výpočet zásob Šivetice-Šaca. Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geol. Práce, Správy 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 203-213.
- ORVAN, J. 1963: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej - časť I. údolie Rimavy, Rimavice, Gortvy a Mačkaša. Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum (overenie zásob podzemných vôd v kategórii C2 a náplavov Slanej, Muráňa a Štítnika). Manuskript-archív VÚVH, Bratislava.
- ORVAN, J. 1979: Povodie Slanej - registrácia prameňov. Geofond, Bratislava.

- ORVAN, J. 1981: Rožňava–Plešivec, hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
- PAPP, A. 1960: Das Vorkommen von Miogypsina in Mitteleuropa. Mitt. geol. Gesel., 51, Wien, 219–227.
- PETTIJOHN, F. J. 1957: Sedimentary rocks. 2.m.d.ed. New York, Harper, 1–718.
- PETTIJOHN, F. J. –PETTER, P. –SIVER, R. 1976: Peski i pesčaniki. Nauka o zemle, vyd. Mir, Moskva, 1–535.
- PLANDEROVÁ, E. 1966: Palinologické zhodnotenie vrtoy RK-1, RK-2, RK-3, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železnicej skupiny“. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113–128.
- PLANDEROVÁ, E. 1982: Prvý nález visénskej mikroflóry v gemeridách na Slovensku. Západné Karpaty, sér. paleont. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–126.
- PLANDEROVÁ, E. –VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129–141.
- POLA, I. 1963: Výzkum interpretace gravimetrických měření (oblast mezi Hnúšťou–Kocihou). Závěrečná zpráva za rok 1961–63. Manuskript-archív Geofyziky, Brno.
- PREISS, J. –JAROŠ, J. 1958: Průzkum šterkopísku v ČSR 1958 – Lenartovce. Geofond, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1969: Geologický výskum kvartéru východnej časti Lučenskej kotliny na listoch 1:50 000 Poltár a Fyľakovo. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1970: Geologický výskum kvartéru západnej časti Rimavskej kotliny na listoch Rimavská Sobota (M-34-125-C) a Rimavská Seč (M-34-137-A). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1971: Geologický výskum kvartéru východnej časti Rimavskej kotliny na listoch 1:50 000 Šafárikovo a Číž. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1981: Kvartér Ipeľskej kotliny a priľahlej časti Krupinskej planiny, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. –SCHMIDT, Z. 1977: Find of Mammuthus primigenius (Blumenbach) 1799 from the environs of Chrámec (Rimavská kotlina basin, Southern Slovakia), Západné Karpaty, sér. paleont. 2–3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 241–248.
- REICHWALDER, P. a kol. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Ratkovské Bystré. Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., metalog. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59–104.

- SCHMIDT, Z. 1970: Paleontologický výskum kvartéru Podunajskej nížiny a Rimavskej kotliny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SITÁR, V.—DIANIŠKA, J. 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika. Západné Karpaty, sér. paleont. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—159.
- SLÁVIKOVÁ, K. 1953: Hlubinná opěrná vrstva Cakov 1. Manuskript-archív Čs. naft. dolu, Hodonín.
- SNOPKOVÁ, P. 1975: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu DV-1 (lokalita Dlhá Ves). Geofond, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1978: Palinologický výskum vzoriek z vrtu FV-1 (Blhovce). Geofond, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní južne od Dobšinej. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—104.
- SNOPKO, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd. Západné Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—70.
- SNOPKO, L.—IVANIČKA, J. 1978: Úvahy o paleogeografii v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. In: „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 269—280.
- SNOPKO, L. et al. 1970: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- STEININGER, F.—PAPP, A.—CICHA, I.—SENEŠ, J. 1975: Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. Vith Congress, Veda, Bratislava, 1—183.
- STRUŇÁK, V. 1965: Číž — kúpele průzkum minerálních vod. Geofond, Bratislava.
- SUCHÁR, A.—PADLÁK, J. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, stav k 1.9.1971, list mapy M-34-125-C (Rimavská Sobota), Geofond, Bratislava.
- ŠEFARA, J. et al. 1971: Geofyzikálny výskum Lučensko-Rimavskej kotliny. Správa o prácach za rok 1970. Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- ŠKVARKA, L. et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Lučenec-Rimavská Seč. Geofond, Bratislava.
- ŠUBA, J. 1974: Balans vod Slovenského karsta. In: Hydrogeology and Engineering geology. sect. V, Proceedings of the Xth Congress CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—116.
- TRASK, P. D. 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publ. Co., Huston, 1—67.
- VAŇOVÁ, M. 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepcov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geol. Práce, Zošit 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—198.
- VAŇOVÁ, M. 1978: Veľké foraminifery od Hostišoviec. Geofond, Bratislava.

- VARGA, I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. Zborník východoslovenského múzea, VI, ser. A, Geol. vedy, 6A, Košice, 37–63.
- VARGA, I. 1971: Záverečná správa SGR juh VP. Geofond, Bratislava (inv. č. 29718).
- VARGA, I. 1973: Záverečná správa SGR – juh VP-Hg, Cu a ostatné farebné kovy. Manuskript-archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves.
- VARGA, I. 1975: Petrochemická a petrometalogenetická charakteristika gemeridných žúl. Mineralia slov. 7, 1–2, Bratislava, 35–52.
- VASS, D. 1969: Paleogeography of the Ipeľ–Rimava basin based on the analysis of the thickness of its filling. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 182–197.
- VASS, D.–PRISTAS, J. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list M-34-137-A-b (Rimavská Seč). Geofond, Bratislava.
- VASS, D. 1979: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in earth's crust development. In M. Maheľ, P. Reichwalder (edit.): Czechoslovak geology and global tectonics. Veda Bratislava, 183–197.
- VASS, D. 1980: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depression. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 58, Potsdam, 155–175.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. Dok. dizert. práca. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D.–ELEČKO, M.–PRISTAŠ, J. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape listy M-34-137-A-a (Jesenské), M-34-137-A-c (Hostice). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D.–ELEČKO, M.–BODNÁR, J. 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 77–90.
- VASS, D.–ELEČKO, M.–BODNÁR, J. 1982: Stavba Rimavskej kotliny a paleogeografia terciérnej výplne. Geofond, Bratislava.
- VASS, D.–ELEČKO, M. 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (j. Slovensko). Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 111–124.
- VASS, D.–BAJANÍK, Š. et al. 1978: Záverečná správa o vrte FV-1 (Blhovce). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D.–GAŠPARIK, J. et al. 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). Geofond, Bratislava.
- VASS, D.–KONEČNÝ, V.–ŠEFARA, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny (monogr.). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–280.

- VASS, D. et al. 1966: Vyhodnotenie výsledkov I. etapy výskumu problému: Uhlie v Rimavskej kotline. Geofond, Bratislava.
- VASS, D.—MARKOVÁ, M.—FUSÁN, O. 1968: Dependence of the Development of Tertiary basins in the inner side of the West-Carpathian Arc upon the structure of the substratum. Geol. Práce, Správy 44—45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 137—147.
- VASS, D. et al. 1982: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list 36 442 — Poltár/2. Geofond, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 7—98.
- VOZÁROVÁ, A. 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, sér. min., petr., geoch., lož. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—175.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. et al. 1979: The Permian of the West Carpathians, Guide-book for geol. exc. Symposium „Permian of the West Carpathians“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 1—80.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 169—194.
- VYBÍRAL, V. 1968: Správa o geofyzikálnom prieskume na akcii Slaná — výpočet zásob (hydrogeologický prieskum). Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. 1980: Zhodnotenie dosiaľ realizovaných prác pre výskum minerálnych vôd v Rimavskej kotline. Geofond, Bratislava.

EXPLANATORY NOTES TO THE GEOLOGICAL MAP OF RIMAVSKÁ KOTLINA BASIN AND ADJACENT AREA OF SLOVENSKÉ RUDOHORIE MTS. (1:50 000)

Dionýz Vass

S u m m a r y

The territory shown on these geological map belongs to the following geomorphological units (Fig. 1):

— Rimavská kotlina basin and western promontory of the Bodvianska pahorkatina Mts. (lowland territory and intrabasinial upland)

— NE part of the Cerová vrchovina Mts.

— Revúcka vrchovina Mts. (first of all its part of the Železnické predhorie foothills)

— W rim of the Slovak karst.

Lowland part of the territory uplands and the Cerová vrchovina Mts. are built by clastic molasse sediments of Tertiary age often covered with the Quaternary.

The Železnické predhorie foothills and W rim of the Slovak karst are built by clastic and carbonate Mesozoic sediments of the Silica nappe, weakly metamorphosed sediments of the Meliata group and Paleozoic metamorphosed rocks of the Gemericum and Veporicum. Southern rim of the Železnické predhorie foothills is built by Neogene volcanoclastics.

Pre-Tertiary systems that form the underlier of the Neogene and Quaternary filling of the Rimavská kotlina basin and outcrop by its northern periphery, form a complicated alpine nappe structure. On the territory of the given map they are represented by two tectonic units — the Veporicum and Gemericum.

LITHOLOGY, STRATIGRAPHY AND MAGMATISM

THE VEPORICUM — as a lower tectonic unit, it occurs only in a narrow zone in the area of the Revúcka vrchovina Mts. Crystalline schists of the Hron complex and hybrid granitoids of the Kráľova hoľa complex extend only marginally on the territory of the region. The predominant part of the Veporicum (Fig. 6a) is formed by a set of metamorphosed sediments of the Revúca group. They occur in the immediate tectonic underlier of the Gemericum.

The Revúca group is composed of two par-

tial lithostratigraphic units - Slatvina and Rimava formations.

The Slatvina formation represents a set of metamorphosed sediments (originally sandstones and schists) with preserved signs of a cyclicity in which thin layers of volcanoclastics and in places also small extrusive bodies of dacite-andesite to basalt composition occur. The age of the Slatvina formation proved by sporomorphs is Stephanian C-D.

A direct relation between the Slatvina formation and its underlier is masked by an intrusion of alpine lateorogenic granitoids. In the contact zone there occur metasediments of the Slatvina formation altered to garnet-biotite and albite-zoizite hornfels.

The Rimava formation is composed of a set of metamorphosed medium- to coarse-grained arcose and feldspar greywackes, in which bodies of metamorphosed conglomerates occur in two discontinuous horizons. Thin intercalations of metarhyolite tuffs and tuffites are also a part of the Rimava formation. The formation, on the basis of its geological position, lithological composition and rare sporomorph findings, is regarded as Permian.

Separate members of the Veporicum are alpine lateorogenic granitoids (granites to granodiorites with an affinity to tonalites), that intrude the Lubeník-Margecany line in the form of a SE dipping tongue-shaped intrusion.

THE GEMERICUM - as an upper tectonic unit overthrust on the Veporicum. Directly on the contact of the two units it is built by formations of the Dobšiná group, that are significantly tectonically reduced. On the geological map of the region three formations of the Dobšiná group - the Ochtiná, Zlatník and Hámor formations have been stated (Fig. 6b).

The Ochtiná formation represents a set of dark phyllites and metasandstones, with thin intercalations of fine-grained metaconglomerates in its basal part. In its upper part there appear several discontinuous layers of metabasalt tuffs and tuffites, in places altered in the albite-epidotite facies. The upper part of the Ochtiná formation is composed of dark phyllites with intercalations of crystalline carbonates and dolomites, with which a horizon of bioherm carbonates, altered metasomatically to dolomagnesites and magnesites, is associated. The age of the Ochtiná formation, proved by biostratigraphic investigations, is Viséan-Namurian A.

The occurrences of the Zlatník and Hámor formations represent only tectonically reduced remains in the overlier of the Ochtiná formation. Along a reverse fault line (Hrádok reverse fault line) they border

tectonically on Gelnica group rocks, in places on Lower Triassic rocks of the Meliata group.

The Gelnica group is the oldest lithostratigraphic unit of the Gemericum. (Fig. 6b). Rock sets of the Gelnica group, shown on the geological map, represent only a part of its extension in the central part of the Gemericum. On the basis of their lithofacial character and structural position they have been correlated with the Drnava formation (Lower Devonian?). All the set is built by phyllites, metarhyolite tuffs and tuffites, rarely by crystalline limestones together with calcareous phyllites (altered to ankerites and siderites) and graphitic phyllites with thin-bedded lydite layers. The uppermost part of the complex is built by metamorphosed quartz greywackes and quartz phyllites with intercalations of sericite-chlorite phyllites.

Rock complexes of the Gelnica Group are tectonically limited on the west and north border. In the south they are fringed by formations of the Gočaltovo group, that forms their direct stratigraphic overlier.

The Gočaltovo group is composed of two formations — the Rožňava and Štítňik formations (Fig. 6b). The Rožňava formation lies discordantly on folded and metamorphosed complexes of the Gelnica group. It is a coarse-clastic formation, rich in detrital quartz, composed of metamorphosed conglomerates, sandstones, rarely schists, accompanied by a small amount of metarhyolites and tuffs. The age of the Rožňava formation, Stephanian C-D to Lower Permian, has been proved by palynologic investigations outside the territory of this geological map.

The Štítňik formation is present incompletely. It is built by sericite and sericite-chlorite schists that alternate with sandstone intercalations.

The Štítňik formation sedimentary complex is supposed to be a direct stratigraphic underlier of the Meliata group. Rock sets of the Meliata group, however, are tectonically separated from its stratigraphic underlier and outcrop in the form of tectonic slices, often from under the Silica nappe.

The Meliata group, in its basal part, is composed of a series of violet-grey, grey and green schists. In the upward direction they are gradually replaced by marly and sandy limestones accompanied by rauwackes rarely dolomites. They stratigraphically correspond to the Lower Triassic. The sedimentary sequence continues by lightcoloured crystalline limestones (Anisian) and variegated silicites (Ilyrian-Cordevolian). The uppermost part of the Meliata group sedimentary sets starts with dark-grey chert limestones (Cordevolian-Tuvalian) and grey, in places chert or alodapic limestones (Tuvalian-Lower Norian). A characteristic member of the Meliata group are dark-grey schists (age span Ladinian-Rhetian?) that are of a flyschoid development

a marly admixture, alodapic beds or olistolites of dark limestones in their lower part. In the set of dark-grey schists there occur in places small bodies of paleobasalts (Meliata, Čoltovo) and thin layers of grey and green silicites associated with them.

Rock sets of the Silica nappe have the largest aerial extension of all the pre-Tertiary units (Fig. 6c). To make up the geological map a solution was accepted, according to which masses of the Silica nappe were deposited on the Gemericum Paleozoic underlier that is a part of the central zone of the Gemericum. The Silica nappe is regarded as a gravitational nappe, that affected a part of its Paleozoic underlier (Middle Paleozoic of the Gelnica group and the Brusník formation in the Brusník anticline) while being overthrust. The Silica nappe Mesozoic is divided in two facial units: the Plešivec and Slovanská skala facial areas. The sedimentary sets have a stratigraphic span of Lower Triassic to Jurassic. With the exception of the Lower Triassic formation, that is of a sandy-schistose character with evaporites, the predominant part of the Silica nappe Mesozoic is in carbonate facies. Only in the uppermost Triassic and Jurassic dark-grey often spotted marly schists were deposited. The youngest preserved member of the Silica nappe are yellow, yellow-brown or reddish radiolarites (Callovian-Oxfordian).

The position of basic and ultrabasic rocks, that occur in various places of the Silica nappe, has not been reliably explained.

MOLASSE SEDIMENTS AND VOLCANITES

Molasse sediments are of Tertiary age and belong to the Carpathian back molasse. Sediments of the early molasse prevail by far, while the main and late molasse are present only sporadically. The lithostratigraphic division is given in Fig. 2.

The main part of the Rimavská kotlina basin is built by early molasse sediments (Kiscelian-Egerian, Fig. 6d).

The oldest Tertiary sediments are of Oligocene-Kiscelian age. They do not outcrop and therefore are not shown on the map. The main mass of the Kiscelian is formed by the Číž formation (marine predominantly pelitic sediments). On the base or in the northern periphery the Skálnik member (continental sediments) Blhovce member and Hostišovce member (marginal, shallow marine, lagoonal sediments) have been stated.

On the surface of the Rimavská kotlina basin, covered only by the Quaternary Egerian (Oligocene-Miocene) sediments are present. Their mass is formed

by the Lučenec formation (mainly marine schlier sediments). In the base clastic Panica member (conglomerates, breccias and sandstones — do not outcrop) and the Budikovany member (organodetrital and sandy limestones) have been stated. In the northern periphery of the basin in the upper part of the Egerian the Bretka member (detrital and organodetrital limestones, conglomerates and breccias) outcrop.

The Cerová vrchovina Mts. are built by clastic Eggenburgian sediments (Lower Miocene — main molasse). They build the Fiľakovo formation (friable sandstones with or without solid banks, of shallow marine origin). The Jalová member (sandstones with glauconite and great cross-bedding) and the Biriň member (medium- to coarse-grained sandstones with glauconite and lenses of conglomerates) have been defined as separate units.

The Middle Miocene is represented by neovolcanic rocks. They form the Pokoradza formation, that consists of epiclastics and pyroclastics of amphibole-pyroxene and pyroxene andesites (Fig. 3, 4, 5, 6d). The Pokoradza formation builds mainly the southern periphery of the Železnícke predhorie foothills. Several main lithotypes can be distinguished in it. Conglomerates with volcanic material are lowermost then follow basal epiclastic volcanic sorted and nonsorted sandstones, in places with conglomerates and breccias, epiclastic conglomerates and breccias of lahars, agglomerate and tuffs, deposits of pyroclastic flows. The Pokoradza formation is penetrated by small necks.

The Upper Miocene is represented by late molasse sediments, of which the Poltár formation of Pontian age outcrops. They build the surface of the Bodvianska pahorkatina Mts., NE part of the Rimavská kotlina basin and fill valleys of the Železnícke predhorie foothills and western part of the Slovak karst. The formation consists of gravels, sands and variegated clays and is of a continental origin.

In the neighbourhood of the village of Gemerské Dechtáre there have been preserved remains of two basalt diametres that represent a part of the Cerová basalt formation (Pliocene—Pleistocene).

QUATERNARY

Quaternary sediments form more or less continuous covers in the Rimavská kotlina basin, that penetrate deep into the Slovak karst area along river valleys. Mainly fluvial terrace sediments, covered with loesses, loess

clays and flood plain sediments together with deluvial proluvial and organogenic sediments prevail (Fig. 6e).

The development of the Quaternary of the Rimavská kotlina basin and of the adjacent part of the Slovenské rudohorie Mts. is characteristic with a cyclic changing of stages of deep erosion and accumulation, with an unequal uplift of single parts of the territory.

The lowermost Pleistocene is represented by fluvial sediments of uppermost terraces that occur in three levels.

The uppermost position in the Rimavská kotlina basin belongs most probably to Biberian grey and red-brown fluvial polymict gravels, that occur in the overlier of the Poltár formation and outside the territory in the underlier of the lowermost basalt flows.

River-bed facies terrace gravels of the Danube glacial have been preserved more conspicuously. They are covered with an overlying complex of intensely rubificated fossil soils of the Danube-Günz glacial.

Lower uppermost terraces, that occur in a relative altitude of 85 m and are formed by a 3 to 4 m thick series of limonitized sandy gravels and sands of the Günz glacial, have been preserved more continuously. In their overlier there lie flood plain loams and grey clays, on which 2 to 2.5 m thick horizons of red-brown intensely rubificated soils of the Mindel-Günz interglacial have been formed. They are covered with a series of younger loesses and loess soils.

In the Rimava, Blh and Slaná river valleys Mindel sandy gravels of terraces and gravels mixed with loam of terrace cones, occurring in two levels, form the most extensive fluvial accumulation.

In the overlier of the river-bed facies gravels of Mindel terraces there are limonitized sands and above them dark-grey clays with schistose breaking up and a conspicuous iron concretions horizon lie. In their overlier there are red-brown rubificated soils of the Mindel-Riss interglacial covered with a series of loesses and loess soils.

Similarly middle terraces of rivers and terrace cones occur in two altitude levels. The higher position belongs to the older Riss (pre-Riss) terrace and terrace cones built by brown polymict gravels mixed with soil.

The main river terrace has a lower position and forms a wide horizontal belt in the Rimavská kotlina valley. It has been sporadically preserved in narrow valleys of the southern part of the Slovenské rudohorie Mts. The terrace is built by a series 2 to 3.5 m thick of sandy gravels with findings of *Mamthus primigenius*. They are covered by coarse-grained sands and flood loams, rarely by travertines with a cold malacofauna, on which fossil soils of the Riss-Würm interglacial and a cover of Würm loesses, loess loams were formed.

Predominant part of the surface of the area is formed by Lower Pleistocene sediments, represented by clayey gravel

material of low alluvial cones, fragments of sandy gravel terraces of Upper Würm rivers and an extensive loess and loess soil cover.

The lowermost position in river valleys belongs to a water-bearing bottom gravel accumulation of river flood plains. Yellow-grey, medium-grained, partially eolian sands of late glacial of Würm occur rarely in its overlier. Its larger part is covered with Holocene flood deposits.

Terraces of the Rimava and Slaná rivers and their tributaries are covered with a loess and loess loam blanket 3 to 15 m thick. Loess series, divided by fossil soils, consist of yellow-brown silty, clayey, clayey-silty, weakly calcareous to non-calcareous loams.

Intrafluvial areas between the Rimava, Blh and Slaná rivers (intrabasinal upland) are covered by deluvial (polygenetic), sandy to silty-sandy loams. Loamy-stony deluvial sediments cover the slopes of the Slovenské rudohorie Mts.

The youngest Quaternary beds are represented by a Holocene flood cover of river flood plains. The flood plain cover is built by a formation of clayey, sandy, loamy-sandy to gravel sediments 2 to 5 m thick that are in places covered with loamy-sandy to gravel deposits of cones. Holocene travertines occur sporadically.

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

In the Rimavská kotlina basin the Bouguer field does not correlate with the course of the pre-Tertiary basement (Fig. 7, 9) but it is much influenced by a conspicuous positive anomaly with a value of $+350 \text{ ms}^{-2}$. The intensity of the anomaly increases toward the south. In the gravitational field several positive and negative anomalies (Fig. 10) have been distinguished, most of them being caused by the structure of deeper crustal parts. Magnetic anomalies of a small aerial extension correspond to Neogene volcanism products. Extensive anomalies (Blhovce-Hodejovec, Horné Záhorary Slizské-Brusník, Fig. 8) are caused by pre-Tertiary magmatic rocks. Their depth is estimated at 2 to 4.5 km. The Blhovce anomaly value is 450 nT.

On refraction seismic cross-sections the course of pre-Tertiary basement relief and lateral changes of the immediate pre-Tertiary basement structure can be distinguished.

TECTONICS

Pre-Tertiary rocks are of an alpine-type structure in which the Veporicum and Gemericum including the Silica nappe are distinguished as first order units. They are divided

from each other by the Ľubeník-Margecany overthrust plane.

The pre-alpine structure elements are destructed considerably. The signs of older tectonics can be observed in the overall geological development of the pre-Mesozoic units.

The alpine orogenesis reduced considerably the original space and shifted the northern and southern Gemicum blocks nearer to each other. The Gelnica group was overthrust on the Dobšiná one (Hrádok line) and the Rakovec group was tectonically reduced. The Mesozoic of the Meliata group as well as that of the Silica nappe were overthrust on the Paleozoic. The main tectonic movement was orientated from the south to the north and northwest (Mediterranean phase). Later (Senonian and Laramian phases) and anticlinal uplift of the central and northern Gemicum took place accompanied by a gravitational movement of the Silica nappe to the south. The Meliata group, that is of a paraautochthonous position, was weakly metamorphosed during these movements and obtained a complicated tectonic structure, often of a klippen character.

During the movements of the Silica nappe its partial facial areas tectonically differentiated one from another: the Plešivec (southern) and Slovenská skala (northern) facial area. On the contact of these facial units there are the Chválová reverse fault and the Licince syncline overthrust. Both facial areas are divided in many synclinal belts (Fig. 11). Southern limbs of some synclines are reduced by reverse faults.

Young alpine lateral movements (Laramian, post-Laramian) tended from SE to NW. They caused compression of fold structures and destructed southvergent structures. Silica nappe slices of the Plešivec facial area were shifted to the north.

Pre-Tertiary rocks are intersected also by faults epigenetic against the nappe structure (Fig. 11). They are genetically associated with faults intersecting filling of the Rimavská kotlina basin.

The filling of the basin is intersected by two main fault systems NE-SW and NW-SE, but also faults of a N-S and E-W direction are present.

The NE-SW fault system was of a decisive importance for the early molasse structure - it was partially syngenetic. Faults of this system divide a number of uplifted and deep blocks.

The NW-SE fault system is epigenetic in relation to the early molasse, which represents a main part of the basin filling. The faults were probably active during the Badenian, partly during the Pontian and Quaternary. This younger fault system forms main fault structures of the basin (horsts and grabens).

HYDROGEOLOGY

Hydrogeological units, differing in hydrophysical properties of the rocks, circulation, regime and the chemical composition of ground waters have been distinguished in the studied region.

Rocks of the Silica nappe and Meliata group have a jointing-karst permeability. Some Triassic carbonate waters communicate with Quaternary and Neogene sediments.

Andesite volcanoclastics have a porous and jointing permeability. In Tertiary sediments collecting rocks are rare and are of porous, partly of jointing permeability. Siltstones and claystones, that prevail among Tertiary rocks, form an impermeable barrier against Triassic carbonates. Hydrogeological parameters of Neogene sediments from boreholes are shown in Table 16.

Quaternary sediments with a porous permeability are the most important collector of underground waters in the Rimavská kotlina basin. They are predominantly fluvial sediments (Table 17, 18).

In the studied territory there occur numerous springs of mineral waters, the chemical composition of which is shown in Table 19. The characteristics of the most important springs are given in Table 15.

MINERAL RAW MATERIALS

Ore raw materials are of a wide genetic scale, but only some of them are of an economic importance. Magnesite deposits of a metasomatic origin in the Ochtiná formation of Carboniferous age are most important.

Metasomatic and vein siderite deposits, siderite-quartz veins with Pb-Zn minerals, quartz veins with an increased Au-content, pyrite disseminations with Cu and dissemination-stockwork Hg mineralization are less important.

Exogenetic deposits are represented by sedimentary hematites and weathering types - limonite gossans.

Industrial raw minerals are represented mainly by building materials: sandy gravels (predominantly of Quaternary age), brick raw materials (Egerian), building sands (Quaternary), Middle Miocene volcanoclastics), building stone (mainly Mesozoic carbonates). Out of other industrial raw materials gypsum and anhydrite (Lower Triassic), limestones for decorative noble rock production, binding and metallurgical raw materials (Triassic limestones), fireresistant raw materials (asbestos), ceramic and stoneware raw materials (clays of Pontian age) must be mentioned.

Translation: RNDr. Luboš Böhmer

C a p t i o n s t o f i g u r e s

- Fig. 1 Geomorphologic division of the area (after E.Mazúr - M.Lukniš 1978)
- Fig. 2 Scheme of lateral and vertical relations among Tertiary biostratigraphic units in the Rimavská kotlina basin and in adjacent Cerová vrchovina upland)
- Fig. 3 Type profile of Pokoradza Formation NE of Vyšná Pokoradza (J.Lexa 1982)
- Fig. 4 Partly schematic profiles of the Pokoradza Formation (J.Lexa 1982)
- Fig. 5 Examples of Pokoradza Formation structure (J.Lexa 1982)
- Fig. 6a Stratigraphic column - Veporicum (A.Vozárová)
- Fig. 6b Stratigraphic column - Gemicum (A.Vozárová - L.Gaál)
- Fig. 6c Stratigraphic column - Silica nappe (L.Gaál - A.Vozárová)
- Fig. 6d Stratigraphic column of Rimavská kotlina basin (D.Vass - M.Elečko - J.Lexa)
- Fig. 6e Stratigraphic column of Quaternary (J.Pristaš)
- Fig. 7 Rimavská kotlina basin - relief of pre-Tertiary basement
- Fig. 8 Rimavská kotlina - magnetic rocks occurrences
- Fig. 9 Rimavská kotlina basin - exposed gravimetric map
- Fig. 10 Gravimetric anomalies due to deep-basement structure
- Fig. 11 Fold structures and faults of pre-Tertiary basement of Rimavská kotlina basin (D.Vass - M.Elečko - J. Bodnár)
- Fig. 12 Tectonic scheme of Rimavská kotlina basin with main fault structures
1 - Rumanian-Pleistocene: basalt tuffs; 2 - Pontian: Poltár Formation - variegated clays, sands, gravels (Late Molasse); 3 - Middle Miocene: Pokoradza Formation - andesite volcanoclastics; 4 - Eggenburgian: Filakovo Formation - disintegrating sandstones mostly with solid sandstone beds, and cross-bedded sandstones (Jalova beds); Main Molasse; 5 - Egerian: Lučenec Formation - calcareous siltstones (schlier); conglomerates and limestones (Early Molasse) on N margin; 6 - Gemicum and Veporicum, undivided; 7 - boreholes; 8 - faults delimitating main fault structures, and other significant faults

Map of deposits, occurrences and prognoses of mineral resources in Rimavská kotlina basin and adjacent areas (attached by a band)

1 - Contours of investigated deposit with balance reserves; 2 - Contours of prognostic resources; 3 - Areas of negative explorations; 4 - Numerical symbols for deposits; 5 - Numerical symbols of areas of prognostic resources; Metalliferous raw material, Endogenous deposits and occurrences, Intramagmatic deposits: 6 - Chromite occurrence; Hydrothermal deposits, Hydrothermal metasomatic deposits: 7 - Magnesite deposits; 8 - Siderite deposits, Hydrothermal vein deposits: 9 - Siderite - quartz veins, 10 - Siderite - quartz veins with frequent sulphidic Cu-minerals; 11 - Siderite - quartz veins with frequent Pb-Zn minerals; 12 - Quartz-ankerite veins with sulphides; 13 - Quartz-ankerite veins with specularite; 14 - Quartz veins with increased Au-content; 15 - Quartz veins; 16 - Quartz veins with U-mineralization, Hydrothermal impregnation deposits: 17 - Pyrite impregnations with Cu; 18 - Impregnation-stockwork Hg-mineralizations, Exogenous deposits and occurrences: 19 - Exhalation-sedimentary hematites; 20 - Sedimentary hematites, Weathering deposits: 21 - Limonite gossaus; 22 - Weathering Ni-deposits; Metamorphosed deposits: 23 - Exhalation-sedimentary sulphidic deposits; Nonmetalliferous raw materials; Building raw materials: 24 - Gravel-sands; 25 - Sands; 26 - Limestones; 27 - Dolomites; 28 - Other sediments; 29 - Volcanics; 30 - Limestones for improved masonry; 31 - Gypsum-anhydrite; 32 - Brick clay, loam; Stiff and metallurgical raw materials: 33 - High-grade limestones; Fireproof raw materials: 34 - Asbestos; Ceramic and stoneware raw materials: 35 - Ceramic clays; Fuels: 36 - Brown coal

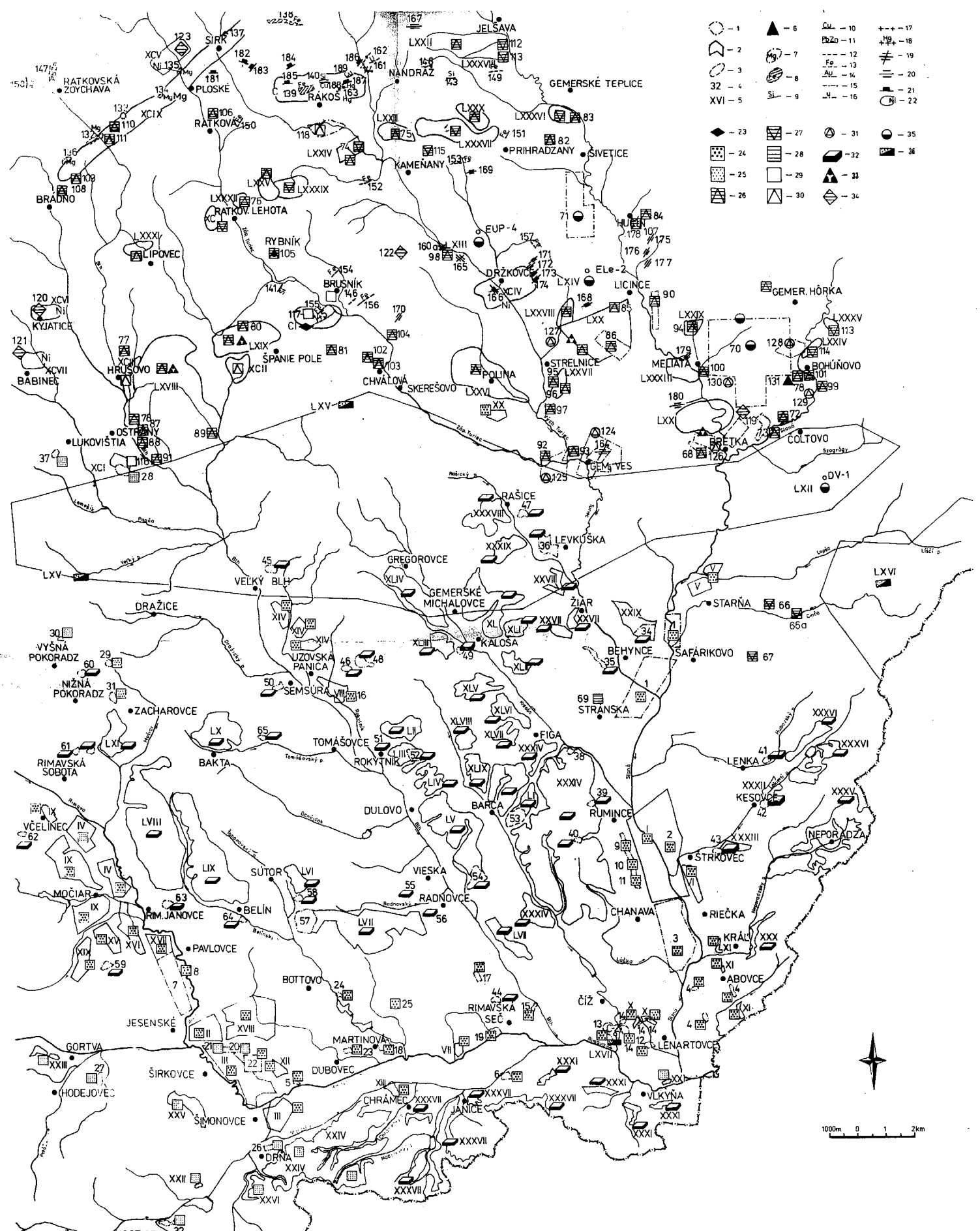
VYSVETLIVKY

ku Geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria (1:50 000)

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1986.

Vedecký redaktor: RNDr. Ján Gašparik CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Sadzba a technická úprava: Mária Cabadajová
Korigovala: Gabriela Šipošová

Tlač a väzba: tlačové stredisko GÚDŠ. Povol. SÚKK 1823-1984.
Tem. skup. 03/9. Náklad 600 kusov, rozsah AH 11,50 VH 14,02.
Cena Kčs 19,-



- | | | | |
|---------|--------|--------|----------|
| ○ - 1 | ▲ - 6 | ○ - 10 | +++ - 17 |
| ○ - 2 | ● - 7 | ○ - 11 | ++ - 18 |
| ○ - 3 | ○ - 8 | ○ - 12 | ○ - 19 |
| ○ - 4 | ○ - 9 | ○ - 13 | ○ - 20 |
| XVI - 5 | ○ - 23 | ○ - 14 | ○ - 21 |
| | ○ - 24 | ○ - 15 | ○ - 22 |
| | ○ - 25 | ○ - 16 | |
| | ○ - 26 | ○ - 27 | ○ - 31 |
| | ○ - 28 | ○ - 28 | ○ - 35 |
| | ○ - 29 | ○ - 29 | ○ - 36 |
| | ○ - 30 | ○ - 30 | |
| | ○ - 31 | ○ - 31 | |
| | ○ - 32 | ○ - 32 | |
| | ○ - 33 | ○ - 33 | |
| | ○ - 34 | ○ - 34 | |

PRÍLOHA 1 MAPA LOŽÍSK A PROGNOZ NERASTNÝCH SUROVÍN 1:50 000

VYSVETLIVKY

1 - kontúry preskúmaného ložiska s bilančnými zásobami, 2 - kontúry prognózných zdrojov suroviny, 3 - plochy negatívneho prieskumu, 4 - číselné označenie ložísk, 5 - číselné označenie plôch prognózných zdrojov

RUDNÉ SUROVINY: ENDOGENNÉ LOŽISKÁ A VÝSKYTÝ: Intramagmatické ložiská: 6 - chromitový výskyt; Hydrotermálne ložiská: 7 - magnézitové ložiská; 8 - sideritové ložiská; Hydrotermálne metasomatické ložiská: 9 - sideritovo-kremenné žily, 10 - sideritovo-kremenné žily s hojnými sulfidickými Cu minerálmi, 11 - sideritovo-kremenné žily s hojnými Pb-Zn minerálmi, 12 - kremeno-ankeritové žily so sulfidmi, 13 - kremeno-ankeritové žily so spektularitom, 14 - kremenné žily so zvýšeným obsahom Au, 15 - kremenné žily, 16 - kremenné žily s U mineralizáciou; Hydrotermálne impregnačné ložiská: 17 - pyritové impregnačné Cu, 18 - impregnačno-zinkové Hg zrudnenia; **EXOGENNÉ LOŽISKÁ A VÝSKYTÝ:** 19 - exhalčno-sedimentárne hematity, 20 - sedimentárne hematity; 21 - lianovitý gosany, 22 - zvetrávacie Ni ložiská; **METAMORFOVANÉ LOŽISKÁ:** 23 - exhalčno-sedimentárne sulfidické ložiská

NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY: Stavebné suroviny: 24 - ítrkopiesky, 25 - piesky, 26 - vápence, 27 - dolomity, 28 - iné sedimenty, 29 - vulkany, 30 - vápence pre šichtovú kamenársku výrobu, 31 - sadrovec-anhydrit, 32 - tehliarsky il, hlinka; Vážne a hutnícke suroviny: 33 - vysokoperné vápence; Žiaruvzdorné suroviny: 34 - azbest; Keramické a kameninové suroviny: 35 - keramické il; Palivové: 36 - hnedé uhlie