

Dionýz Vass, Michal Elečko et al.

---

# GEOLOGIA RIMAVSKEJ KOTLINY

---

## GEOLOGY OF RIMAVSKÁ KOTLINA DEPRESSION

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA  
BRATISLAVA

## **AUTORSKÝ KOLEKTÍV**

Dionýz VASS, Michal ELEČKO, Ján PRISTAŠ, Jaroslav LEXA, Vladimír HANZEL, Igor MODLITBA, Vlasta JÁNOVÁ — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Ján BODNÁR, Ľudovít HUSÁK, Miroslav FILO, Július MÁJOVSKÝ — Geofyzika, š. p. závod, Geologická 18, Bratislava

Vladimír LINKEŠ — Výskumné centrum pôdnej úrodnosti — Ústav pôdoznalectva a výživy rastlín, Rožňavská cesta, Bratislava

### **Vedecký redaktor**

RNDr. Ján GAŠPARIK, CSc.

### **Odborný recenzent**

Prof. RNDr. František ČECH, DrSc.

Dionýz Vass, Michal Elečko et al.

# **GEOLOGIA RIMAVSKEJ KOTLINY**

## **GEOLOGY OF RIMAVSKÁ KOTLINA DEPRESSION**

Geologický ústav Dionýza Štúra  
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO  
Mlynská dolina 1  
**817 04 BRATISLAVA**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV  
DIONÝZA ŠTÚRA  
BRATISLAVA

Svoj podiel na tejto knihe venujem pamiatke  
svojej manželky RNDr. Anne Vassovej

D. Vass

Geologický ústav Dionýza Štúra  
Knižnica, Bratislava

Vydanie: I. (1989)  
Kožná väzba, 160 strán

Vydanie: I. (1989)  
RNDr. Jozef Gáborčík  
Knižnica, Bratislava  
Prof. RNDr. František Čížek

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra:	C 1480 b
kat. čís.:	488/1989
Kčs kúpa:	50.-
Kčs vým.:	—
Kčs dar:	—

MFN 10 195

Geologický ústav Dionýza Štúra  
Knižnica, Bratislava

GEOLOGICKÝ ÚSTAV  
DIONÝZA ŠTÚRA  
BRATISLAVA

# Obsah

ÚVOD ( <i>D. Vass, M. Elečko, J. Pristaš</i> ) . . . . .	7
Prehľad doterajších výskumov ( <i>D. Vass, M. Elečko, V. Hanzel, J. Bodnár</i> ) . . . . .	7
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS. . . . .	10
Predterciérne podložie Rimavskej kotliny ( <i>D. Vass, M. Elečko</i> ) . . . . .	10
Veporikum. . . . .	10
Gemerikum . . . . .	10
Silický príkrov . . . . .	14
Terciér ( <i>D. Vass, M. Elečko</i> ) . . . . .	16
Oligocén. . . . .	16
Kišcel . . . . .	16
Oligocén-miocén . . . . .	23
Eger . . . . .	23
Miocén . . . . .	35
Egenburg . . . . .	35
Stredný miocén ( <i>J. Lexa</i> ) . . . . .	44
Panón? — pont? . . . . .	54
Pont . . . . .	54
Pliocén — pleistocén . . . . .	55
Kvartér ( <i>J. Pristaš</i> ) . . . . .	55
GEOFYZIKÁLNE MERANIA A ICH INTERPRETÁCIA ( <i>J. Bodnár, M. Filo, L. Husák, J. Májovský</i> )	70
STAVBA RIMAVSKEJ KOTLINY ( <i>D. Vass, M. Elečko, J. Bodnár</i> ) . . . . .	87
Stavba hlbšej časti kôry v oblasti Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny . . . . .	87
Stavba predterciérneho podložia Rimavskej kotliny . . . . .	88
Stavba molasovej výplne. . . . .	91
PALEOGEOGRAFIA TERCIÉRU RIMAVSKEJ KOTLINY ( <i>D. Vass, M. Elečko</i> ) . . . . .	98
Obdobie pred kišcelom . . . . .	98
Kišcel . . . . .	98
Eger . . . . .	100
Egenburg . . . . .	102
Báden — sarmat . . . . .	103
Panón — pont . . . . .	105
HYDROGEOLOGIA ( <i>V. Hanzel</i> ) . . . . .	107
RECENTNÝ PÔDNY POKRYV ( <i>V. Linkeš</i> ) . . . . .	115
SVAHOVÉ DEFORMÁCIE RIMAVSKEJ KOTLINY ( <i>I. Modlitba, V. Jánová</i> ) . . . . .	121
NERASTNÉ SUROVINY ( <i>D. Vass, M. Elečko, J. Pristaš</i> ) . . . . .	136
LITERATÚRA . . . . .	145
GEOLOGIC STRUCTURE OF RIMAVSKÁ KOTLINA (DEPRESSION) — Summary of the Slovak text . . . . .	149

# ÚVOD

Rimavská kotlina a priľahlé územie, ktorých geologickú stavbu a terciérny paleogeografický vývoj predkladáme (obr. 1), pozostáva z nasledujúcich geomorfologických jednotiek (E. MAZÚR, M. LUKNIŠ 1978):

- Rimavská kotlina
- Bodvianska pahorkatina (západná časť)
- Cerová vrchovina (východná časť)
- okraje Revúckej vrchoviny — Pokoradzská a Blžská tabuľa.

Rimavská kotlina predstavuje nížinné územie a kotlinovú pahorkatinu, ktorá prechádza do západných výbežkov Bodvianskej pahorkatiny. Pahorkatiny predstavujú zvyšky pliocénneho zarovnaného povrchu a v kotline sú rozčlenené systémom terasových dolín Rimavy, Blhu, Slanej a ich prítokov. Povrch pahorkatiny dosahuje maximálnu nadmorskú výšku 300 m (Ipeľník). Najnižšie položené miesta riečnych nív majú nadmorskú výšku okolo 150 m.

Východná časť Cerovej vrchoviny sa tiahne pozdĺž čsl.-maďarských štátnych hraníc, od obce Vlkyňa smerom na západ. Je morfológicky výrazne členená, so zvyškami viacerých predkvartérnych rovni. Maximálne nadmorské výšky dosahujú 390 m (Pohanský vrch).

Okraje Revúckej vrchoviny predstavujú Pokoradzská a Blžská tabuľa. Sú to rozčlenené zvyšky zarovnaného povrchu na úpätí Slovenského rudohoria. Najväčšie nadmorské výšky dosahujú 500 m (Palaska 518 m).

Z geologického hľadiska predstavuje skúmané územie oblasť, ktorá je vyplnená klastickými sedimentmi ranej molasy (kišcel, eger). Cerovú vrchovinu budujú sedimenty hlavnej molasy (egenburg). Pokoradzská a Blžská tabuľa sú budované vulkanoklastikami (stredný miocén). V severovýchodnej, východnej a severozápadnej časti Rimavskej kotliny a v údoliach, ktoré členia Slovenský kras sú vyvinuté sedimenty neskorej molasy (pont). Molasové sedimenty sú vo veľkej miere zakryté sedimentmi kvartéru.

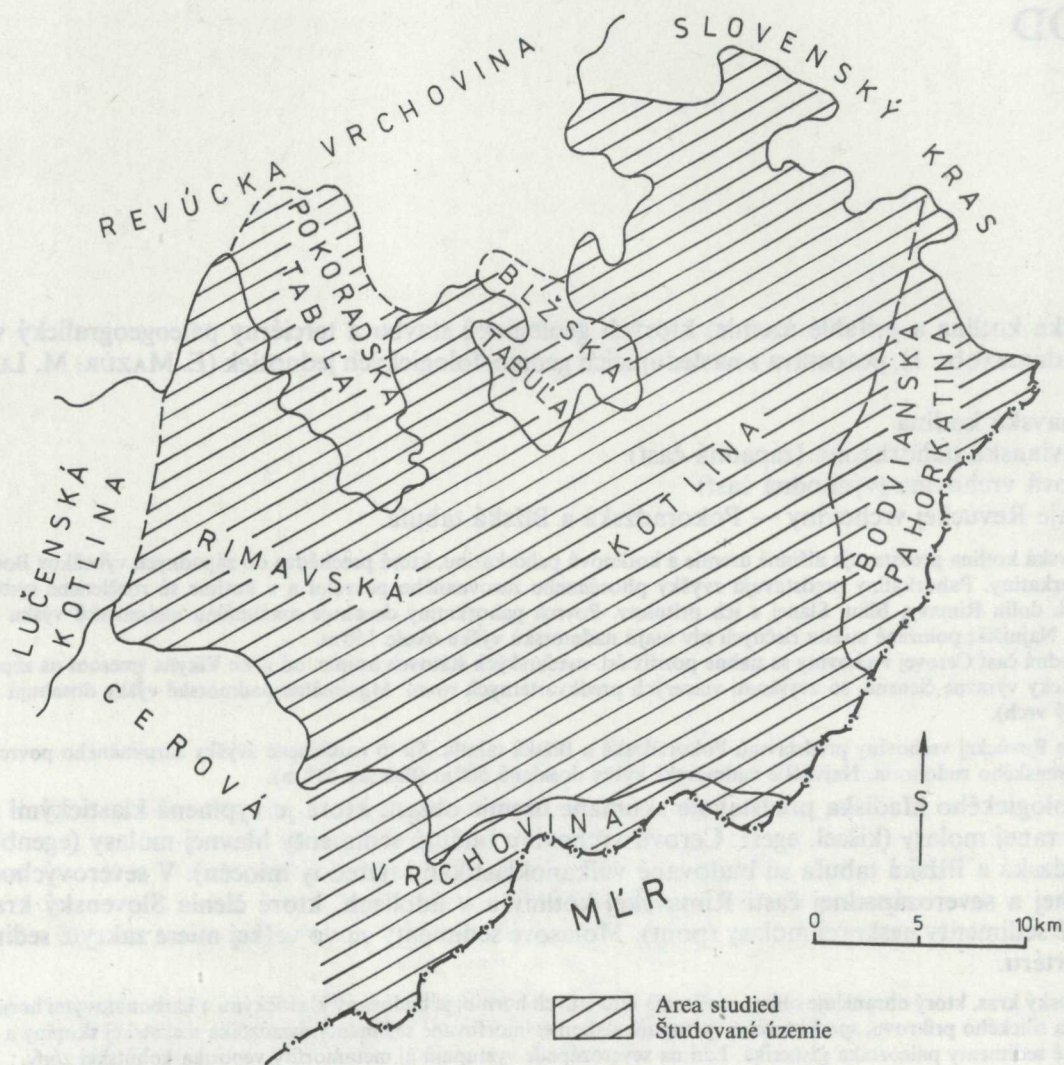
Slovenský kras, ktorý ohraničuje oblasť rozšírenia terciérnych hornín, je budovaný klastickými a karbonátovými horninami mezozoika silického príkrovu, spod ktorého vystupujú slabometamorfované sedimenty mezozoika meliatskej skupiny a metamorfované sedimenty paleozoika gemerika. Len na severozápade vystupujú aj metamorfity veporika kohútskej zóny.

## Prehľad doterajších výskumov

Prehľad o geologických výskumoch, realizovaných v skúmanej oblasti až po zostavenie geologických máp ČSSR 1 : 200 000, t.j. približne do roku 1960, je stručne uvedený vo vysvetlivkách k listu Rimavská Sobota (O. FUSÁN et al. 1962 str. 7—10 a str. 114—123). Z uvedených prác na tomto mieste považujeme za potrebné spomenúť prvé geologické mapy skúmaného územia (F. FOETERLE, 1867, H. BÖCKH 1897, J. NOSZKY 1926). Počas 2. svetovej vojny geológiu a hydrogeológiu územia skúmal S. JASKO (1940), Z. SCHRÉTER 1941, 1943 a geologickú mapu územia, ktoré nadväzuje južne na skúmanú oblasť, zostavil J. TOMOR (1948). Prvé hlboké vrty v Rimavskej kotline boli vrty naftovej prospekcie pri Číži (V. HOMOLA 1954). Geologickému mapovaniu sa v povojnovom období venoval E. IVAN (1959 a viac rukopisných správ), V. CÍLEK, M. PLIČKA (1956), V. CÍLEK (1954). Otázkami veku výplne Rimavskej kotliny sa zaoberal J. SENEŠ (1953, 1954, 1956). Poznatky o stavbe kotliny zhrnuli: V. ČECHOVIČ (in O. FUSÁN et al. 1962) a J. SENEŠ (in D. ANDRUSOV 1965). Biostratigrafiu a litofaciálny vývoj okrajových facií terciérnej výplne kotliny študovala M. VAŇOVÁ (1959) a A. PAPP (1960). Sedimentárne-petrografickú charakteristiku sedimentov egeru podala M. MARKOVÁ (1959, 1967). Flóru pokoradzského súvrstvia opísal F. NĚMEJC (1960) a V. SITÁR — J. DIANIŠKA (1979). Závislosť stavby terciéru na stavbe podložja analyzoval D. VASS et al. (1968). Prvý pokus o zhodnotenie hrúbky jednotlivých komplexov terciérnej výplne kotliny a ich laterálnych zmien nájdeme v práci D. VASSA (1969). Vývojom alpinských molás Západných Karpát, kam patrí terciérna výplň Rimavskej kotliny, a problematikou členenia molás sa zaoberal D. VASS (1976, 1980, 1981). Tektoniku terciéru Rimavskej kotliny rieši práca D. VASSA et al. (1981), litostratigrafické členenie terciéru kotliny predložil D. VASS a M. ELEČKO (1982). Hlboký vrt FV-1 pri Blhovciach, ktorý prevrtal terciér a vnikol do staršieho paleozoika gemerika, je opísaný D. VASSOM, Š. BAJANÍKOM et al. (1978, 1988).

Výsledky geologického výskumu sledovanej oblasti v sedemdesiatych rokoch sú zahrnuté v nepublikovaných prácach M. Elečka, J. Lexu, V. Konečného, J. Pristaša, D. Vassa.

V roku 1983 a 1984 Geologický prieskum, závod Rožňava realizoval sériu vrtov LR, z ktorých väčšina prevrtala terciér Rimavskej kotliny a vnikla do jeho podložja (zodpovedný riešiteľ J. ZLOCHA neskôr J. KLUBERT et al. 1987).



Obr. 1 Geomorfologická schéma Rimavskej kotliny a okolia

Fig. 1 Geomorphological scheme of the Rimavská kotlina basin its surroundings

Otázkami stavby predterciérneho podložia sa zaoberali O. FUSÁN et al. 1971, 1979, J. PLANČÁR et al. 1977, P. SNOPOVÁ a Š. BAJANÍK 1979.

Obraz o vývoji reliéfu a o celkovom geomorfologickom vývoji zvlášť počas kvartéru sa nachádza v práci Š. LANGA (1949). Špecifické problémy kvartéru a jeho vývoja, zvlášť mladého a stredného pleistocénu sú publikované v práci J. PRISTAŠA a Z. SCHMIDTA (1977).

Prvú súbornú prácu o hydrogeológii povodia rieky Slanej vypracoval M. MAHEL (1954). Poznatky o podzemných vodách, viazaných na málo priepustné terciérne sedimenty sú neúplné, získané z ojedinelých vrtov (J. ORVAN 1960 a z posudkov o vrtných studniach od viacerých autorov). V rámci hydrogeologického prieskumu Slovenského krasu bola vrtmi overovaná aj príľahlá časť kotliny (J. ŠUBA et al. 1973). Z hydrogeologického hľadiska sú najviac preskúmané kvartérne sedimenty (J. ORVAN 1958, 1964, 1966, 1969, W. TÚMA 1964).

Skúmaním minerálnych vôd jednotlivých lokalít, zvlášť kúpeľov Číž sa zaoberali: J. JANÁČEK 1957, J. ORVAN 1960, V. STRUŇÁK 1965 a opisuje ich aj O. HYNIE 1963. Problematiku minerálnych vôd súborne spracovali: P. TKÁČIK (1966) a M. ZAKOVIČ (1980).

Geologicky skúmané územie bolo komplexne zhodnotené pri zostavovaní základných hydrogeologických máp SSR (L. ŠKVARKA et al. 1975, V. HANZEL et al. 1975).

Geofyzikálne výskumno-prieskumné práce v Rimavskej kotlině sa začali v päťdesiatych rokoch nášho storočia. Jednou z prvých úloh boli gravimetrické merania v mierke 1 : 75 000 (T. KOLBENHEYER 1951) a vo východnej časti kotliny sa realizovali aj refrakčné merania O. BURSA, B. JURGA 1953). Na území ohraničenom obcami Rimava — Včelince — Šankovce — Veľký Blh — Rimavská Sobota — Rimavské Janovce — Janice bolo zameraných asi 140 km profilov.

V rokoch 1960—1969 sa v skúmanej oblasti vykonali aj detailné geofyzikálne merania, ktoré boli orientované na riešenie špecifických geologických a najmä hydrogeologických a ložiskových problémov R. BÁRTA 1962, P. BERÁNEK, J. HRICKO 1968, 1968, V. VYBÍRAL 1968, H. TKÁČOVÁ 1969).

V roku 1963 sa začali regionálne geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000 s cieľom zostavovať štátnu gravimetrickú, aeromagnetickú a aerorádiometrickú mapu (J. IBRMAJER 1961), J. MAŠIN et al. (1963).

Sústredený záujem o Rimavskú kotlinu začal koncom šesťdesiatych a začiatkom sedemdesiatych rokov. Komplexný geofyzikálny výskum pozostával z plošných a profilových magnetických meraní, plošných tiažových meraní a z vertikálneho elektrického sondovania.

Výsledky týchto meraní boli predložené v čiastkových správach viacerých autorov (J. BODNÁR, M. FILLO, L. HUSÁK, J. MÁJOVSKÝ, J. ŠEFARA). V roku 1977 sa realizovali ďalšie seizmické merania pozdĺž troch profilov (A. KÓNYA et al. 1978). Súčasne s realizovanými geofyzikálnymi meraniami boli podrobne skúmané hustotné a magnetické vlastnosti hornín, podieľajúcich sa na geologickej stavbe sledovanej oblasti a jej okolia. Zhodnotenie geofyzikálnych výskumov Rimavskej kotliny komplexne podáva práca J. BODNÁR et al. (1979) a kandidátska dizertačná práca J. BODNÁRA (1982).

V sedemdesiatych rokoch boli zostavené geologické mapy 1 : 25 000, pričom sa skúmala aj problematika biostratigrafie, petrografie, mineralógie a chemizmu terciérnych sedimentov a kvartéru celého študovaného územia. V súvislosti s uvedenými prácami bol vykonávaný vyššie spomínaný komplexný geofyzikálny výskum a spolu s ním sa realizoval štruktúrny vrt FV-1, ktorý prenikol do predterciérneho podložia. Na riešení celej tejto širokej problematiky sa podieľal kolektív odborníkov: Š. BAJANÍK, J. BODNÁR, J. DANILLOVÁ, M. ELEČKO, M. FILLO, O. FRANKO, V. HANZEL, L. HUSÁK, M. IVANOV, V. KANTOROVÁ, V. KONEČNÝ, R. LEHOTAYOVÁ, J. LEXA, J. MAJOVSKÝ, M. MARKOVÁ, A. ONDREJČKOVÁ, J. PRISTAŠ, P. SNOPOKOVÁ, L. ŠKVARKA, M. VAŇOVÁ, D. VASS, M. ZAKOVIČ. Výsledky práce tohto širokého kolektívu vedeckých pracovníkov predkladáme v tejto monografii.



# LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

## PREDTERCIÉRNE PODLOŽIE RIMAVSKEJ KOTLINY

D. VASS — M. ELEČKO

Kvalitatívnu interpretáciu predterciérneho podložia Rimavskej kotliny podávame na základe údajov o litológii a stratigrafii

- a) predterciérnych útvarov, vystupujúcich na severnom okraji kotliny
- b) predterciérnych útvarov, vystupujúcich uprostred terciéru pri okrajoch kotliny
- c) predterciérnych hornín overených vrtmi v kotline
- d) na základe interpretácie niektorých vlastností fyzikálnych polí.

### Veporikum

Najnižšou tektonickou jednotkou, zistenou v okolí Rimavskej kotliny je veporikum.

Na povrch vystupuje na sz. okraji kotliny, sz. od čela násunu gemerika, t.j. od lubenícko-margecianskej línie (s. od Hrnčiarskych Zálužian, z. od Kraskova). Južne od lubenícko-margecianskej línie veporikum pravdepodobne podstiefa gemerikum. Terciérne horniny v kotline len okrajovo zasahujú na veporikum, a to v priestore s. a z. od Kraskova.

Na sz. okraji kotliny (príl. 1) veporikum reprezentujú metamorfované horniny vrchného paleozoika, radené do revúckej skupiny, ktorá sa člení na slatvinské a rimavské súvrstvie (A. VOZÁROVÁ, J. VOZÁR 1982). Slatvinské súvrstvie (? Stefan C—D) pozostáva z metamorfovaných pieskovcov, fylitov a grafických fylitov s príznakmi kontaktnej metamorfózy (A. VOZÁROVÁ in D. VASS et al. 1985). Rimavské súvrstvie tvoria silne dynamometamorfované pieskovce — metadroby s valúnmi a polohami kyslého vulkanoklastického materiálu (A. VOZÁROVÁ l.c.) s permskými sporomorfami (E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1985). Nad rimavským súvrstviem sú sivé metapieskovce korelované so spodným triasom (federátska skupina).

### Gemerikum

Gemerikum v podloží terciéru kotliny je reprezentované všetkými základnými jednotkami, ktoré k nemu patria, t.j. spodným i vrchným paleozoikom, meliatskou skupinou a silickým príkrovom.

Gelnická skupina predstavuje najstaršiu litostratigrafickú jednotku gemerika. Vystupuje na povrch v okolí Kocihy (jz. od Kraskova, resp. s. od Babinca, príl. 1,9). Je tvorená tufitickými horninami, grafitickými fylitmi s vložkami lyditov a vrstvičkami karbonátov (A. VOZÁROVÁ l.c.). V týchto nízkometamorfných horninách boli nájdené sporomorfy silúru až devónu (E. PLANDEROVÁ l.c.).

Ku gelnickej skupine patria azda aj horniny, ktoré v podloží terciéru zistil vrt S-1 pri obci Susa, na území MLR, v blízkosti čl.-maďarských hraníc (v hĺbke 1056 m). Ide o komplex slabo a anchimetamorfovaných bridlic, ktoré boli v hlbších polohách vystriedané porfýr-diabázovými tufmi (podľa prvotnej dokumentácie vrtu, archív MAFI, Budapešť, porovnaj tiež V. DANK, J. FÜLÖP 1967).

Rakovecká skupina (vrch.-stred. devón). Zistená bola v podloží terciéru iba vo vrte FV-1 pri Blhovciach v hĺbke 1058 m (príl. 1)\*. Vrchnú časť prevítaného komplexu tvoria kremité fylity,

\* Novšie A. VOZÁROVÁ (in D. VASS et al. 1988) predterciérne horniny vo vrte FV-1 považuje za gelnickú skupinu.

kremito-sericitické a grafiticko-sericitické fylity. Hlbšie sa striedajú zelené bridlice (metamorfné deriváty diabázov, tufov a tufitov) a sericiticko-chloritické fylity (Š. BAJANÍK in D. VASS, Š. BAJANÍK 1978 a in P. SNOPOKOVÁ, Š. BAJANÍK 1979, str. 8). Z vrchnej časti komplexu boli získané sporomorfy, ktoré poukazujú na stredno- až vrchnodevónsky vek (P. SNOPOKOVÁ, Š. BAJANÍK 1979, str. 14). Magnetická anomália, vyvolaná magnetickými vlastnosťami spodnej časti opísaného komplexu (D. VASS, Š. BAJANÍK et al. 1978, str. 34) sa rozprestiera v širokom okolí obce Blhovce a naznačuje, že podobné horniny, aké overil vrt FV-1, pravdepodobne vystupujú aj v podloží terciéru na väčšej ploche.

Dobšinská skupina (karbón). Vystupuje na povrch na sz. okraji kotliny a vrty overili tieto horniny aj v okolí obcí Kociha a Hrachovo, resp. s. od Babinca (príl. 1, 9). Dobšinská skupina je reprezentovaná tektonicky redukovaným ochtinským súvrstvom, zloženým z metamorfovaných pieskovcov a grafitických fylitov (A. VOZÁROVÁ l.c.), ktoré obsahujú sporomorfy visénu (E. PLANDEROVÁ l.c.).

V súčasnosti nemáme žiaľ ešte dostatok priamych údajov (vrtov) na to, aby sme mohli uviesť presnejšie rozsah hornín gemerika v podloží Rimavskej kotliny. Metamorphy paleozoika, resp. spodného triasu silického príkrovu sa geofyzikálnymi metódami nemôžu odlišiť, preto na geologicko-štruktúrnej schéme (príl. 1) sú rozsiahle plochy, kde tieto horniny nie sú zreteľne odlišené. Paleozoikum gemerika predpokladáme v sz. časti kotliny, v okolí Kraskova a z. od Horných Záhorian, ďalej približne západným smerom od spojnice Rimavská Sobota—Hostice a v páse pozdĺž čsl.-maďarských štátnych hraníc.

### *Paleozoikum brusnickej antiklinály*

Postavenie paleozoika v brusnickej antiklinále nie je jednotné chápané (paleozoikum gemerika v tektonickom okne, resp. súčasť silického príkrovu), preto mu venujeme väčšiu pozornosť a zvlášť ho opisujeme. Vystupuje na povrch v okolí Brusníka a na JZ je čiastočne prekryté alpínskymi molasovými sedimentami. Bolo rozčlenené na:

— staršie paleozoikum — súvrstie fylitov, so znakmi rytmickej sedimentácie a polohami lyditov, kryštalických vápencov a metaryolitových tufov. L. SNOPKO (in L. SNOPKO et al. 1970) paralelizuje tento vrstevný súbor s drnavským súvrstvom (sp. devón).

— Mladšie paleozoikum, opísané ako brusnické súvrstvie, pozostáva z troch sedimentačných cyklov, s horninami prevažne červenej až fialovej farby. Na bázach cyklov sú zlepenice, lokálne s polohami metaryolitových tufov a s vložkami pieskovcov. Vrchnú časť súvrstvia tvoria bridlice a pieskovce so šošovkami vápencov a polohami kyslých vulkanoklastík (A. VOZÁROVÁ in D. VASS et al. 1985).

### *Meliatská skupina*

Vystupuje na povrch v okolí Meliaty, Držkoviec a Kamenian, s. od Liciniec a v. od Babinca (príl. 9). Jej prítomnosť sa predpokladá v blízkosti povrchových odkryvov, kde je zväčša zakrytá sedimentmi neskoréj alpínskej molasy (poltárske súvrstvie — pont), v okolí Bretky, Čoltova a Vyšných Valíc i v podloží ranej molasy (sedimenty egeru, resp. kišcelu).

Horniny meliatskej skupiny sú slabometamorfované, triasového veku.

### *Spodný trias*

Reprezentujú ho vápencovo-bridličnaté vrstvy. Dominantným litotypom sú sivozelené bridlice s medzivrstvičkami sivých vápencov,

— karbonátové súvrstvie s prevahou žltohnedých, piesčitých vápencov, vo vrchnej časti súvrstvia sú dolomity, overené vrtom MEL-1 pri Meliate.

Súvrstvia sú radené k spodnému triasu, najmä z hľadiska pozície a analógie so susednými územiami.

K strednému a vrchnému triasu patria:

— svetlé kryštalické vápence vo vrchnej časti s vložkami, resp. lavicami červenohnedých a červených vápencov s pelsónskymi konodontami (R. MOCK 1980, L. GAÁL in J. MELLO et al. 1983) a bridlice — anis,

— pestré silicity vo vrchnej časti s červenými kremitými vápencami; obsahujú rádiolárie poukazujúce na ilýr až spodný fasan (P. DUMITRICA, J. MELLO 1982) a konodonty karnu (R. MOCK 1980), t.j. súvrstvie reprezentuje stredný a časť vrchného triasu,

— tmavosivé rohovcové vápence vystupujúce v okolí Meliaty a obsahujúce konodonty kordevolu-julu (sp. karn, R. MOCK 1980) až tuvalu,

Tabuľka 1 Charakteristika podložja Rimavskej kotliny (podľa vrtov; zostavil L. Gaál)

Table 1 Characteristics of Rimavská kotlina (Depression) Basement (Compiled by Gaál; based on boreholes)

Vrt Borehole	Lokalita Locality	Typ horniny Rock type	Vek horniny Rock age	Hĺbka v m Depth m	Tektonická jednotka Tectonic unit	Nížšia tektonická štruktúra Lower tectonic structure
EVB-1	Papča	sivé až tmavosivé rekryštalizované vápence (? reiflinský typ) grey to dark grey recrystallized limestones (Reifling type)	? ladin T <sub>2</sub> ? Ladinian	141,3–150,0	silický príkrov Silica nappe	španoľoľská synklinála ? Španie Pole syncline ?
RK-2	Hostišovce	sivé, hnedočervené, miestami naružovelé hallstattské vápence grey, brown-red partly pinkish Hallstatt limestones	spodný až stredný norik (doložený konodontami T <sub>3</sub> ) Lower-Middle Norian (proved by conodonts)	113,8–163,0	silický príkrov Silica nappe	španoľoľská synklinála Španie Pole syncline
EUP-1	Veľký Blh	svetlosivé wettersteinské biohermné vápence light-grey Wetterstein bioherm limestones	ladin-kordevol T <sub>2-3</sub> Ladinian-Cordevolian	241,1–250,3	silický príkrov Silica nappe	doteraz neznáma kryha, prípadne synklinála so far unknown block or syncline
EUP-2	Vyšné Valice	šedé až tmavošedé ílovito-sericitické až aleuritické bridlice grey to dark-grey clayey sericite to aleurite shales	? ladin-karn T <sub>2-3</sub> ? Ladinian-Carnian	243,9–280,0	? meliatska skupina ? Meliata group	panická antiklinála ? synklinála Bretky ? Panica anticline ? Bretka syncline ?
EUP-3	Rašice	svetlosivé tisoľské vápence, svetlosivé wettersteinské vápence light-grey Tisovec limestones, light-grey Wetterstein limestones	Jul ladin-kordevol (na základe mikrofácie) T <sub>2-3</sub> Julian Ladinian-Cordevolian (based on microfacies)	87,2–118,0 118,0–136,0	silický príkrov Silica nappe	synklinála Bretky Bretka syncline
VŠ-1	Šankovce	pieskovcovobridličnaté súvrstvie s evaporitmi sandstone-shale formation including evaporites	griesbach-? namal T <sub>1</sub> Griesbachian ? Namalian	23,0–150,3	silický príkrov Silica nappe	panická antiklinála Panica anticline
R-2	Čoltovo	pieskovcovobridličnaté súvrstvie (sivozelené bridlice a pieskovce) sandstone-shale formation (grey-green shales and sandstones)	griesbach-? namal T <sub>1</sub> Griesbachian ? Namalian	33,0–38,0	silický príkrov Silica nappe	panická antiklinála Panica anticline
DV-1	potok Sograd Čoltovo Sograd creek, Čoltovo	pieskovcovobridličnaté súvrstvie (fialové a zelené bridlice) sandstone-shale formation (purple and green shales)	griesbach-namal T <sub>2</sub> Griesbachian ? Namalian	228,0–264,0	silický príkrov Silica nappe	panická antiklinála Panica anticline
DV-3	Dlhá Ves	steinalmské vápence a dolomity Steinalm limestones and dolomites	pelson-ilýr T <sub>2</sub> Pelsonian Illyrian	118,0–122,0	silický príkrov Silica nappe	synklinála Stránskej Stránska syncline

Pokračovanie tabuľky 1  
Continued Table 1

Vrt Borehole	Lokalita Locality	Typ horniny Rock type	Vek horniny Rock age	Hĺbka v m Depth m	Tektonická jednotka Tectonic unit	Nižšia tektonická štruktúra Lower tectonic structure
VSH-10	Stránska	wettersteinské dolomity Wetterstein dolomites	ladin-kordevol T <sub>2-3</sub> Ladinian- Cordevolian	11,5–17,5	silický príkrov Silica nappe	synklinála Stránskej Stránska syncline
VNP-1	Hubovo	wettersteinské vápence Wetterstein limestones	ladin-kordevol T <sub>2-3</sub> Ladinian- Cordevolian	141,8–155,0	silický príkrov Silica nappe	synklinála Stránskej Stránska syncline
C-2	Číž	pieskovcovo-bridličnaté sú- vrstvie sandstone-shale formation	griesbach- ? namal T <sub>1</sub> Griesbachian ? Namalian	818,0–837,5	silický príkrov Silica nappe	lenártovská antiklinála Lenártovce anticline
MJČ-1	Číž	? gutensteinské vápence, „kampil“, pieskovcovo-brid- ličnaté súvrstvie ? Guttenstein limestones, „Campilian“? sandstone- -shale formation	? anis griesbach- ? namal T <sub>2</sub> ? Anisian- Griesbachian- ? Namalian	743,0–839,0 839,0–902,0	silický príkrov Silica nappe	lenártovská antiklinála Lenártovce anticline
BČ-2	Číž	pieskovcovo-bridličnaté sú- vrstvie sandstone-shale formation	griesbach- ? namal T <sub>2</sub> Griesbachian- ? Namalian	680,0–811,0	silický príkrov Silica nappe	lenártovská antiklinála Lenártovce anticline
S-1	Susa (MLR)	kremité pieskovce, bridlice, porfyrity, diabázové tufity quartz sandstones, shales, porphyrites, diabase tuffites	? staršie paleozoikum Early Paleozoic	1056,0–1538,0	gelnická skupina ? Gelnica Group	lenártovská antiklinála Lenártovce anticline
VB-17 VB-18	Bohúňovo	wettersteinské vápence Wetterstein limestones	ladin-kordevol T <sub>2-3</sub> Ladinian- Cordevolian	69,2	silický príkrov Silica nappe	synklinála Bretky Bretka syncline
PR-12	Hrnčiarске Zálužany	sivé dolomitické vápence a dolomity s brecciami grey dolomite limestones and dolomites including breccia	T <sub>2-3</sub>	7,0–111,0	silický príkrov Silica nappe	synklinála Bretky Bretka syncline
PR-13	Hrnčiarске Zálužany	pieskovcovo-bridličnaté sú- vrstvie sandstone-shaly formation	T <sub>2</sub>	30,0–74,0	silický príkrov Silica nappe	licinská synklinála Licince syncline
652	Veľké Teriakovce	svetlosivé vápence light-grey limestones	T <sub>2-3?</sub>	235,0–243,4	silický príkrov Silica nappe	licinská antiklinála Licince syncline
R-3	Gemerská Panica	pieskovcovo-bridličnaté sú- vrstvie sandstone-shale formation	T <sub>1</sub>	120,6–125,0	silický príkrov Silica nappe	panická antiklinála Panica anticline
LV-49/85	Meliata	sivé masívne a jemnozrné tmavosivé (steinalmské ? a reiflinské) vápence grey massive and finegrained dark- -grey (Steinalm? and Reifling limest)	T <sub>2</sub>	17,6–33,0	silický príkrov Silica nappe	licinská synklinála Licince syncline

Vrt Borehole	Lokalita Locality	Typ horniny Rock type	Vek horniny Rock age	Hĺbka v m Depth m	Tektonická jednotka Tectonic unit	Nižšia tektonická štruktúra Lower tectonic structure
LV-48/84	Licince	guttensteinské vápence breccie a sivý dolomit Guttenstein limestones breccia and grey dolomite	T <sub>2</sub>	46,0–55,0	silický príkrov Silica nappe	licinská synklinála Licince syncline
LV-51/84	Dlhá Ves	tmavosivý (reiflinský?) vápenec dark grey (Reifling?) limestones	T <sub>2</sub>	50,0–52,0	silický príkrov Silica nappe	synklinála Bretky Bretka syncline
LV-58/84	Dlhá Ves	bridličnato-pieskovcové sú- vrstvie (pestré) sandstone-shale formation	T <sub>1</sub>	94,8–100,0	silický príkrov Silica nappe	panická antiklinála Panica anticline

— tmavosivé bridlice flyšoidného charakteru s olistolitmi, tmavými silicitmi, rádiolaritmi a menšími telesami diabázov. Súvrstvie obsahuje konodonty karnu a rétu (R. MOCK 1980, J. MELLO — L. GAÁL 1985), ide teda o vrchný trias. Je pravdepodobné, že spodná časť súvrstvia je ladinského veku (L. GAÁL in D. VASS et al. 1985).

Toto súvrstvie popri odkryvoch bolo zistené pod sedimentami ranej molasy v okolí Vyšných Valíc, kde vrtom EUP-2 v hĺbke 243,9 m boli zistené sivé až tmavosivé, ilovito-sericitické bridlice až siltovce (tab. 1).

— sivé, miestami rohovcové a alodapické vápence (tuval — sp. norik). Vyskytujú sa na povrchu, jv. od obce Striežovce. Farebne sú sivé, svetlosivé, zriedkavo tmavosivé, doskovité, miestami s vrstvičkami alebo šošovkami svetlosivých rohovcov. Často bývajú aj prekremenené. Ich alodapický charakter sa miestami prejavuje náhlymi a gradačnými zmenami zrnitosti a akumuláciami článkov krinoidov.

V pieskovcovo-bridličnatom súvrství, ktoré v podloží ranej molasy zistili vrty C-2 (818 m), MJČ-1, BČ-1 (680 m) našla E. Planderová (ústne oznámenie) vrchnotriasové palinomorfy. L. Gaál však súvrstvie koreluje so spodným triasom silického príkrovu (pozri tab. 1).

### Silický príkrov

Silický príkrov je najrozšírenejšou tektonickou jednotkou v severnom okolí Rimavskej kotliny. Pravdepodobne dominuje tiež v podloží kotliny. Všetky „ostrovčeky“ podložia v kotline i väčšina vrtov spolu s geofyzikálnymi meraniami tento predpoklad podporujú. Silický príkrov reprezentujú horniny plešivskej faciálnej oblasti (L. GAÁL, J. MELLO in D. VASS et al. 1985).

Spodnému triasu zodpovedá pestré piesčité-bridličnaté súvrstvie s evaporitmi a s ojedinelými výskytmi spodnotriasovej makrofauny (J. BYSTRICKÝ 1959, M. KOCHANOVÁ in A. BEGAN 1963). Súvrstvie je korelované so stupňami griesbach a (?) namal. Nad ním leží súvrstvie slienitých bridlíc s vložkami vápencov, resp. dolomitov a rauvakov. Obsahuje zvyšky mäkkýšov (M. KOCHANOVÁ l.c.) a je korelované so stupňami ? namal a spat. Miestami uprostred spodnotriasových hornín vystupujú telesá diabázov a serpentinitov.

Horniny spodného triasu vystupujú na povrch s. od obcí Lukovišťa, Slizké a Brusník. Medzi obcami Brusníkom a Licincami sú čiastočne zakryté sedimentmi neskoršej molasy, sv. a v. od Strelnic sú tiež zakryté čiastočne terciárom. (príl. 9). Podstielajú sv. časť Rimavskej kotliny, a to v širokom okolí obce Gemerská Panica a pri Čoltove, kde boli overené niekoľkými vrtmi (tab. 1).

Vrt R-2 pri Čoltove navrtal v podloží sedimentov ranej molasy sivozelené bridlice a pieskovce, v hĺbke 33 m fialové a zelené bridlice. Podobné sedimenty sa zistili aj vrtom HM-1 jz. od Gemerskej Panice v hĺbke 120 m. Vrt R-3 s. od Gemerskej Panice v hĺbke 120,6 m dokázal prítomnosť červených, zelených a hnedých bridlíc. Podobné horniny potvrdil aj vrt R-1 jz. od Gemerskej Panice v hĺbke 250 m. Pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie s evaporitmi zistil v hĺbke 230 m vrt VŠ-1 pri Šankovciach

(T. GREGOR 1970). Spodný trias vystupuje aj v podloží sz. časti Rimavskej kotliny, v okolí Nižného Skálnika, kde vo vrte JH-1 v hĺbke 207,3 m (príl. 1) boli zistené pestré zelené a červenofialové bridlice, ktoré hlbšie vystriedali grafitické bridlice a potom tmavosivé vápence. Pestré bridlice navráta aj vrt PR-13 s. od Hrnčiarskych Zálužian, v hĺbke 30 m (A. ABONYI 1972).

Mimo týchto území, kde prítomnosť spodného triasu v podloží terciéru overili vrty, predpokladáme spodný trias hlavne na základe geofyziky. Konkrétne spodný trias predpokladáme v páse od Gemerskej Panice (kde je dokázaný vrtmi) až po Uzovskú Panicu, v ďalšom páse, ktorý prebieha z jz. okolia obce Polina do v. okolia obce Dražice, príp. aj ďalej na JZ, ako aj v jz. časti Rimavskej kotliny v okolí obcí Lukovištia, Babinec, Horné Záhorany. Nemožno však vylúčiť, že na vyššie vymedzených plochách v podloží terciéru vystupuje spolu so spodným triasom aj meliatska skupina v bridličnatom vývoji, príp. paleozoické metamorfity.

Spodný trias nemožno vylúčiť ani v podloží ranej molasy v jv. časti kotliny. Ľ. GAÁL, ako sme už vyššie uviedli v súlade s V. HOMOLOM (1952) a napriek odlišnému názoru E. Planderovej považuje bridličnaté horniny, navrátané v okolí Čížu (vrty MJČ-1, BČ-1) za ekvivalent bridličnato-pieskovcového súvrstvia griesbachu silického príkrovu.

Stredný a vrchný trias reprezentujú tmavosivé gutensteinské vápence a dolomity, nepriamo korelované so stupňami egej a bityn, svetlé steinalmské vápence a dolomity s dasykladaceami (J. BYSTRICKÝ 1964, str. 48), korelované so stupňami ? bityn—ilýr, nádašské, rôzne sfarbené vápence s konodontami pelsónu až fasanu (Ľ. GAÁL 1982; Ľ. GAÁL — J. MELLO 1983), reiflinské sivé vápence (s rohovcami) s konodontovou faunou pelsónu až karnu (Ľ. GAÁL 1982, J. MELLO — Ľ. GAÁL 1985, R. MOCK in J. MELLO et al. 1983). Zasahujú teda až do vrchného triasu, podobne ako wettersteinské svetlé vápence a dolomity s bohatou faunou, korelované s fasanom a kordevolom, ďalej tisoovské svetlé vápence s riasami a foraminiferami, (J. BYSTRICKÝ 1964, J. SALAJ in Ľ. GAÁL 1982) a sú korelované s julom—tuvalom hallstattské vápence červenej a sivej farby s konodontami a inou faunou vrchného triasu (tuval—sevat, K. BORZA et al. 1965; H. KOZUR, R. MOCK 1974; Ľ. GAÁL 1982), dachsteinské vápence svetlé, s faunou norika (alaun—rét) a zlambašské vrstvy (slienité vápence a sliene sevat—rét).

Horniny stredného a vrchného triasu vystupujú na povrch pri s. a sv. okraji kotliny, medzi Drienčanmi a Slizkým, v okolí Strelnic, Liciniec, Gemerskej Hôrky, Plešivca, sz. od Šankoviec, s. Bretky a v. od Dlhej Vsi. V údoliach, ktoré členia Železnícke predhorie a z. okraj Slovenského krasu podstielajú kvartérne a mladoterciérne sedimenty.

Karbonátové horniny stredného a vrchného triasu silického príkrovu podstielajú na veľkej ploche molasové sedimenty Rimavskej kotliny. Pás týchto hornín sa tiahne od obce Strelnice, kde vystupujú aj na povrch smerom k Hrnčiarskym Zálužianom a Ožďanom. Existenciu tohto pásu v podloží molasových sedimentov overili vrty (tab. 1):

**Vrt RK-2 pri Hostišovciach.** V hĺbke 113,8 m boli navrátané sivé, hnedočervené a miestami ružovkasté hallstattské vápence (vrchný trias).

**Vrt EVB-1 pri Pačči.** V hĺbke 141,3 m sú sivé až tmavosivé rekrystalizované vápence (reiflinské?; ladin?;).

**Vrt 652, z. od Veľkých Teriakoviec.** V hĺbke 235 m svetlosivé, zrnité kryštalické vápence, najskôr stredno-vrchnotriasového veku (prvotná dokumentácia UP, Spišská Nová Ves).

**Vrt PR-12, s. od Hrnčiarskych Zálužian.** V hĺbke 7 m sú sivé dolomitické vápence, dolomity a dolomitické brekcie s faunou stredného—vrchného triasu (A. KULLMANOVÁ a J. MELLO in D. VASS et al. 1979).

Prítomnosť karbonátov v opisovanom páse potvrdzujú aj seizmické rezy 2R/77 a 1R/77.

Ďalší, kratší pás karbonátov stredného a vrchného triasu predpokladáme v priestore medzi Polinou a Veľkým Blhom. Je to pokračovanie karbonátov, ktoré vystupujú na povrch jz. od obce Strelnice a z. od Šankoviec. Existenciu tohto pásu potvrdzujú dva vrty (tab. 1).

**Vrt EUP-3 pri obci Rašice.** V hĺbke 87,8 m boli navrátané svetlosivé vápence, ktoré možno korelovať s tisoovskými alebo wettersteinskými vápencami (stredný—vrchný trias).

**Vrt EUP-1 pri obci Beľký Blh.** V hĺbke 241,1 m boli zistené svetlosivé wettersteinské, biohermné vápence (stredný—vrchný trias).

Karbonáty podstielajú ranú molasu Rimavskej kotliny v širokej zóne medzi štát. hranicami v. od Šafárikova a obcami Sútor—Dubovec. Vo východnej časti tejto zóny vystupujú v nevelkých „ostrovoch“ karbonátové horniny, ktoré sú obklopené sedimentami, a to steinalmskými a hlavne wettersteinskými vápencami. Ďalej na západ sa karbonátové komplexy ponárajú do väčších hĺbok a boli overené niekoľkými vrtmi:

**Vrty VSH-10 a HM-5, jz. od Šafárikova** navrátili v hĺbkach 11,5 m a 155 m wettersteinské dolomity, resp. vápence (stredný—vrchný trias).

**Vrt C-1 pri Cakove** v hĺbke 429 m? zistil V. HOMOLA (1952) wettersteinské, resp. reiflinské vápence.

Prítomnosť karbonátov v opisovanej zóne potvrdzujú aj seizmické rezy. Podľa nich môžeme odhadnúť aj hrúbku mezozoických karbonátových komplexov asi na 2000 m.

Pre úplnosť treba dodať, že Ľ. Gaál polohu tmavých vápencov, ktorej nepravá hrúbka vo vrte MJČ-1 pri Číži (j. od zóny budovanej karbonátmi) je asi 100 m, koreluje tiež so stredným triasom, resp. kampilom.

Na území sv. od Rimavskej kotliny, na malých plochách vystupujú ako najmladšie členy silického príkrovu horniny jury: hierlatské a adnetské vápence (lias), allgäuske bridličnato—vápencové súvrstvie (vrchný lias — spodný doger) a rádiolarity (kelovej—oxford). Tieto horniny v podloží terciéru neboli doposiaľ nikde zistené.

Relikty vrchnokriedových sedimentov boli zistené západne od Rimavskej Soboty (vrt LR-5). Hoci ich podložie nebolo overené, predpokladáme, že ležia diskordantne na ňom (uložili sa po mediterán-

nom, resp. subhercýnskom vrásnení). Overená hrúbka týchto sedimentov je asi 80 m. Ide o sivé, sivozelené, vápnité ílovce s lavičkami (hrubé niekoľko cm až dm) svetlohnedého vápenca a s lavičkou zlepenca (valúny karbonátu pleťovej farby, opracované, 0,5—5 cm veľké, tmel ílovitý). Obsahujú morskú mikrofaunu (*Globotruncana ex. gr. arca*, *G. ex. gr. rugosa*) a vápnitý nanoplanktón (*Cylindralithus serratus*, *Scibrosphaera cf. langhoni*, *Archangelskiella cymbiformis*), ktoré poukazujú na vrchnokampanský vek (V. GAŠPARIKOVÁ 1986, V. KANTOROVÁ — úst. oznámenie).

## TERCIÉR

D. VASS — M. ELEČKO

Rimavská kotlina a príslušné územia sú budované sedimentmi a vulkanitmi terciérneho veku (príl. 10 — pod páskou). Sedimenty patria k tylovej molase Karpát. Prevažnú časť výplne kotliny tvoria sedimenty ranej molasy (kišcel, eger). Sedimenty hlavnej molasy (egenburg), neovulkanity (báden—sarmat) a sedimenty neskorej molasy (?panón—pont) majú podstatne menšie rozšírenie a hrúbku (členenie molás v čase a priestore podľa D. VASSA 1981).

## Oligocén

### Kišcel

Chronostratigrafický stupeň kišcel (v minulosti rupel) používame v zmysle T. BÁLDIHO (1969, str. 27; 1979, str. 45—46), čiže kišcel predstavuje obdobie zodpovedajúce nanoplanktonickým zónam NP 21 až spodná časť NP 24, resp. planktonickým zónam P 18 až spodná časť zóny P 21.

### Rozšírenie, hrúbka a vzťah k podložiu

Sedimenty kišcelu na skúmanom území nevystupujú na povrch. Rozborom výsledkov vrtov predpokladáme, že kišcel je rozšírený v celej kotline, v výnimkou šafárikovskej elevácie a jeho s. okraj sa tiahne približne medzi obcami Dlhá Ves—Čoltovo—Gemerská Ves (Hrkáč)—Skerešovo—Teplý vrch—Padarovce—Horné Záhorany a ďalej na jz. od Lučenskej kotliny (príl. 2). Najväčšia overená hrúbka kišcelu je 247,0 m (vrt FV-1 pri Blhovciach), resp. 227,0 m (vrt C-2 pri Číži). Podľa geofyzikálnych údajov hrúbka kišcelu smerom na J a JZ narastá na 300 m a smerom na S klesá (príl. 2).

Sedimenty kišcelu ležia diskordantne a transgresívne na sedimentoch silického príkrovu, na sedimentoch meliatskej skupiny, resp. na paleozoiku gemerika (príl. 2a).

### Litológia, stratigrafia a faciálny vývoj

Sedimenty kišcelu zaraďujeme do čížskeho súvrstvia. V súvrství boli vyčlenené tri čiastkové litostratigrafické jednotky: skálnické vrstvy, blžské vrstvy a hostišovské vrstvy\* (obr. 2).

Skálnické vrstvy. Vystupujú lokálne na báze kišcelu v miestach na s. okraji kotliny, pri Hostišovciach (vrt RK-2) a pri Nižnom Skálniku (vrt JH-1) a ďalej pri Rimavskej Sobote (vrt LR-5). Ich ekvivalentom sú pravdepodobne výplne krasových dutín v triasových vápencoch, sz. od Hostišoviec. Ležia na predterciérnom podloží a sú zakryté buď blžskými, alebo hostišovskými vrstvami. Ich doposiaľ zistená maximálna hrúbka je 33,0 m (vrt JH-1). Sú to kontinentálne sedimenty, tvorené pestrofarebnými (červenohnedými, sivozelenými siltami a ílmi s ostrohrannými úlomkami silicítov, kremeňa, kremencov, resp. s polohami silicítových brekcií. Asociáciu TM zastiera hydroxid Fe. Stopové zastúpenie má granát, zirkón a biotit. Ílová frakcia pozostáva z kaolinitu, illitu a montmorillonitu (M. MARKOVÁ in D. VASS et al. 1966, 1982)\*\*.

Vrstvy obsahujú preplavené spoločenstvo vrchnokriedových foraminifer, vápnitej nanoflóry, ako aj spoločenstvo sporomorfov (vrt JH-1), v ktorom popri alochtónnych kriedových a paleogénnych prvkoch, resp. v paleogéne priebežných druhoch, či druhoch so širokým stratigrafickým rozpätím boli E. PLANDEROVOU (in D. VASS et al. 1982) opísané spodnooligocénne sporomorfy: zástupcovia rodov *Pterocarya*, *Ulmus*, *Alnipollenites*, *Bohlenipollis*, *Sciadopitys*. Na základe sporomorfov teda korelujeme skálnické vrstvy s kišcelom.

\* Novšie, vo vrte RKZ-1 pri Bálke bola definovaná nová litostratigrafická jednotka — bátčanské vápence, ktoré ležia nad hostišovskými vrstvami (H. Jurkovičová, D. Vass, M. Elečko v tlači).

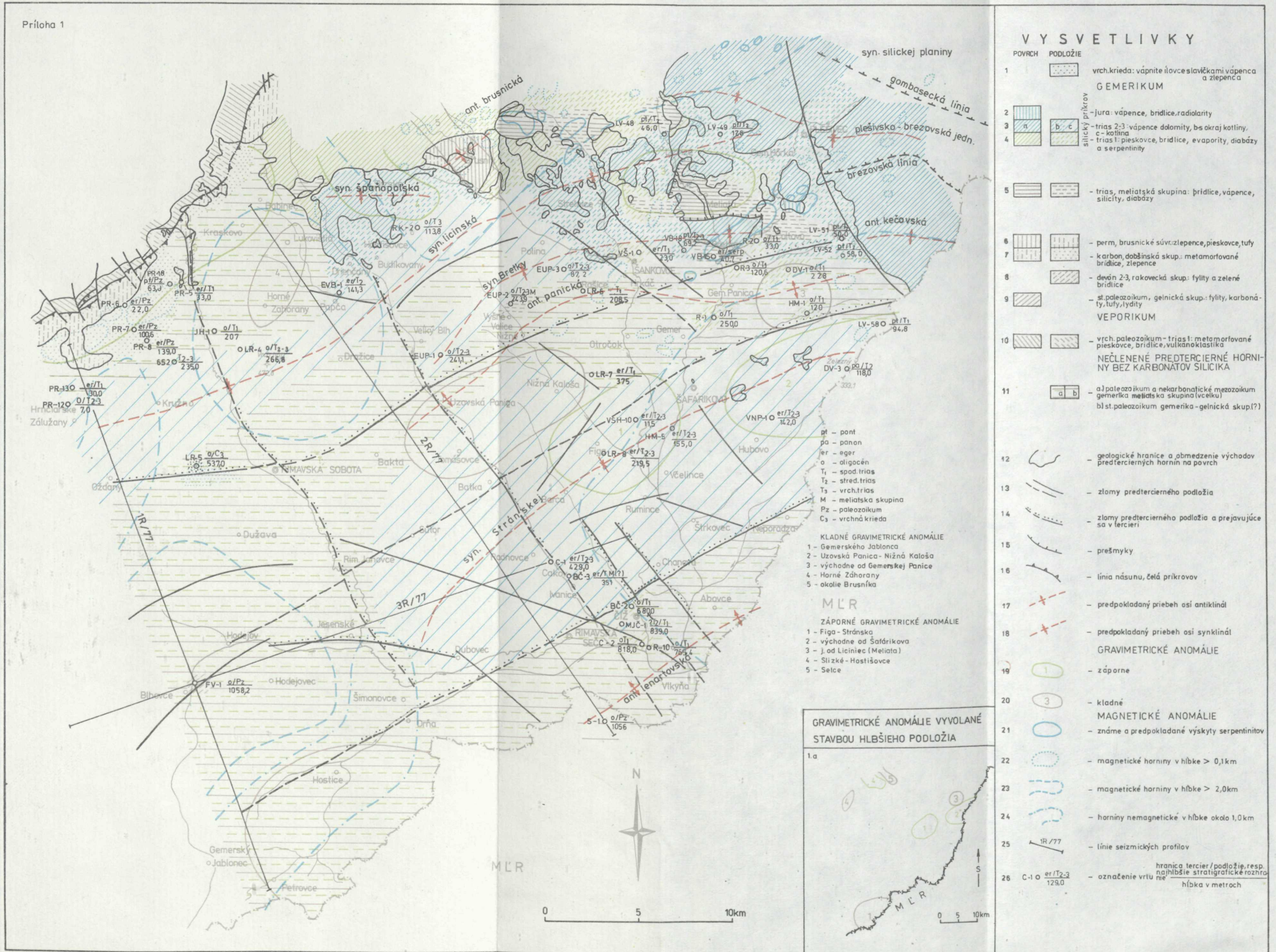
\*\* Podľa i. Krausa (úst. oznámenie) prevláda kaolinit.

# GEOLOGICKO - ŠTRUKTÚRNA SCHÉMA PREDTERCIERNÉHO PODĽOŽIA RIMAVSKEJ KOTLINY

AUTORI: D. VASS\*, M. ELEČKO\*, J. BODNÁR\*\*

OKRAJE KOTLINY ZJEDNODUŠENÉ PODĽA  
PODKLADOV J. Mella, L. Gaála, J. Vozára

Príloha 1



## VYSVETLIVKY

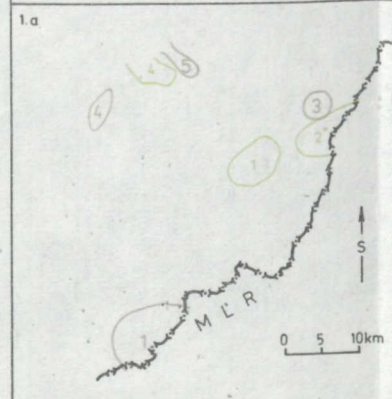
- | POVRCH   | PODĽOŽIE | OPIS  |
|--|----------|---|
| 1  |          | vrch. krieda: vápnite ílovc-slavičkami vápenca a zlepenca   |
| <b>GEMERIKUM</b>   |          |   |
| 2  |          | jura: vápenca, bridlice, radiolarity  |
| 3  |          | trias 2-3: vápenca dolomity, bs okraj kotliny, c - kotlina  |
| 4  |          | trias 1: pieskovce, bridlice, evapority, diabázy a serpentíny   |
| <b>SILICÝ PRÍKROV</b>  |          |   |
| 5  |          | - trias, meliatská skupina: bridlice, vápenca, silicity, diabázy  |
| 6  |          | - perm, brusnické súvr.: zlepenca, pieskovce, tufy  |
| 7  |          | - karbon, dobšinská skup.: metamorfované bridlice, zlepenca   |
| 8  |          | - devón 2-3, rakovecká skup.: fylity a zelené bridlice  |
| 9  |          | - st. paleozoikum, gelnická skup.: fylity, karbonáty, tufy, lydity  |
| <b>VEPORIKUM</b>   |          |   |
| 10   |          | - vrch. paleozoikum - trias 1: metamorfované pieskovce, bridlice, vulkanoklastika   |
| <b>NEČLENENÉ PREDTERCIERNÉ HORNY BEZ KARBONÁTOV SILICIKA</b> |          |   |
| 11   |          | a) paleozoikum a nekarbonátické mezozoikum gemerika meliatska skupina (v celku)<br>b) st. paleozoikum gemerika - gelnická skup. (?) |
| 12   |          | - geologické hranice a obmedzenie východov predtercierných hornín na povrch   |
| 13   |          | - zlomy predtercierného podložía  |
| 14   |          | - zlomy predtercierného podložía a prejavujúce sa v terciéri  |
| 15   |          | - prešmyky  |
| 16   |          | - línia násunu, čelá príkrovov  |
| 17   |          | - predpokladaný priebeh osí antiklinál  |
| 18   |          | - predpokladaný priebeh osí synklinál   |
| <b>GRAVIMETRICKÉ ANOMÁLIE</b>                                |          |   |
| 19   |          | - záporne   |
| 20   |          | - kladné  |
| 21   |          | - známe a predpokladané výskyt serpentinov  |
| 22   |          | - magnetické horniny v hĺbke > 0,1 km   |
| 23   |          | - magnetické horniny v hĺbke > 2,0 km   |
| 24   |          | - horniny nemagnetické v hĺbke okolo 1,0 km   |
| 25   |          | - línie seizmických profilov  |
| 26   |          | hranica terciér/podložie, resp. najhlbšie stratigrafické rozhranie<br>- označenie vrtné hĺbka v metroch                             |

pt - pont  
pa - panon  
er - eger  
o - oligocén  
T<sub>1</sub> - spod. trias  
T<sub>2</sub> - stred. trias  
T<sub>3</sub> - vrch. trias  
M - meliatska skupina  
Pz - paleozoikum  
C<sub>3</sub> - vrchná krieda

**KLADNÉ GRAVIMETRICKÉ ANOMÁLIE**  
1 - Gemerského Jablonca  
2 - Uzovská Panica - Nizná Kaloša  
3 - východne od Gemerskej Panice  
4 - Horné Záhorany  
5 - okolie Brusníka

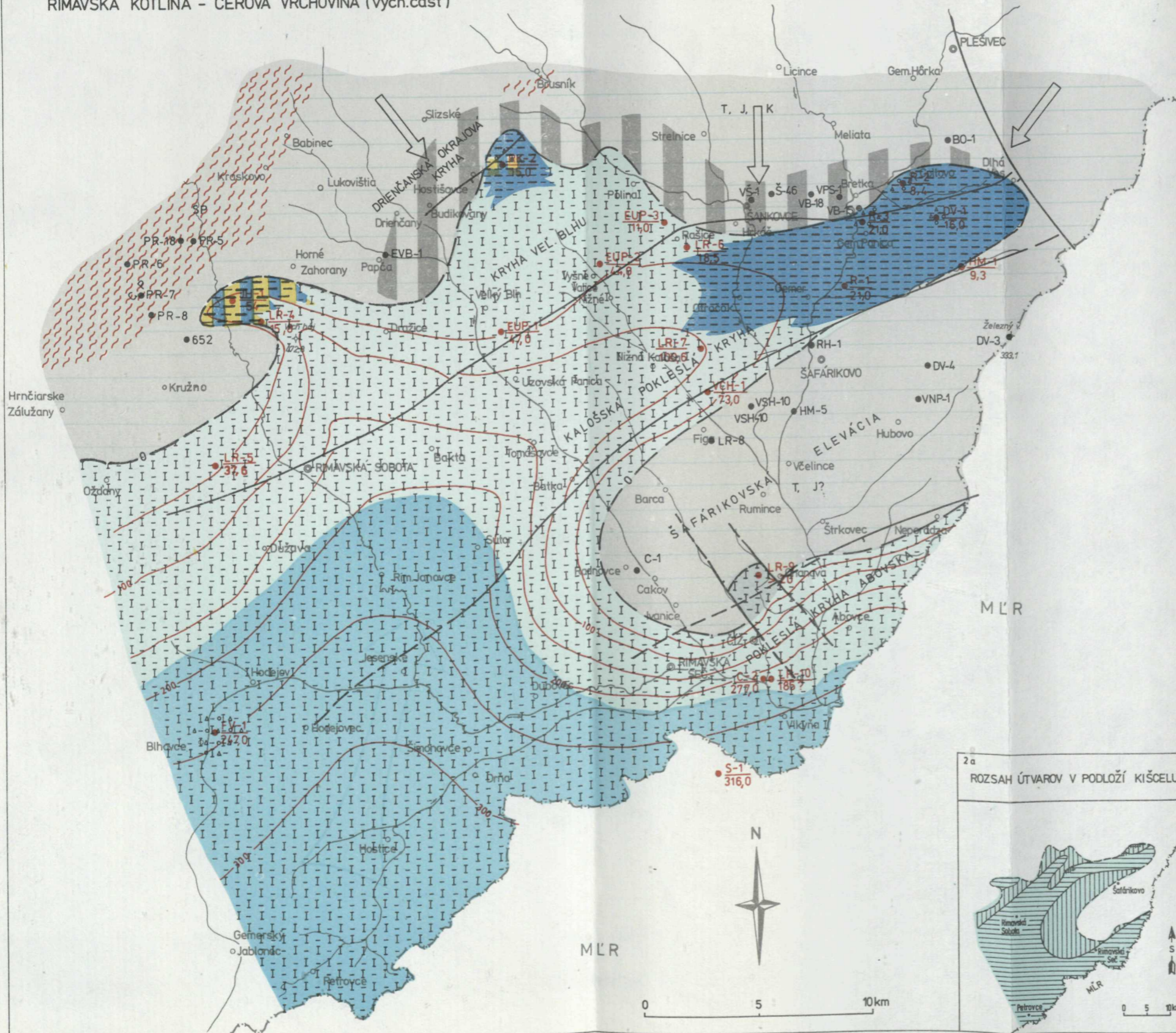
**MLR**  
**ZÁPORNÉ GRAVIMETRICKÉ ANOMÁLIE**  
1 - Figa - Stránska  
2 - východne od Šafárikova  
3 - j. od Liciniec (Meliata)  
4 - Slizké - Hostišovce  
5 - Selce

### GRAVIMETRICKÉ ANOMÁLIE VYVOLANÉ STAVBOU HLBSIEHO PODĽOŽIA





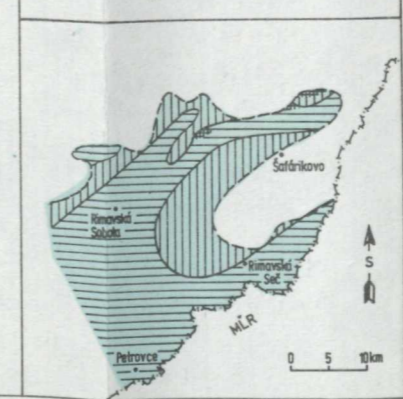
PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA KIŠCELU  
RIMAVSKÁ KOTLINA - CEROVÁ VRCHOVINA (vých.časť)



VYSVETLIVKY

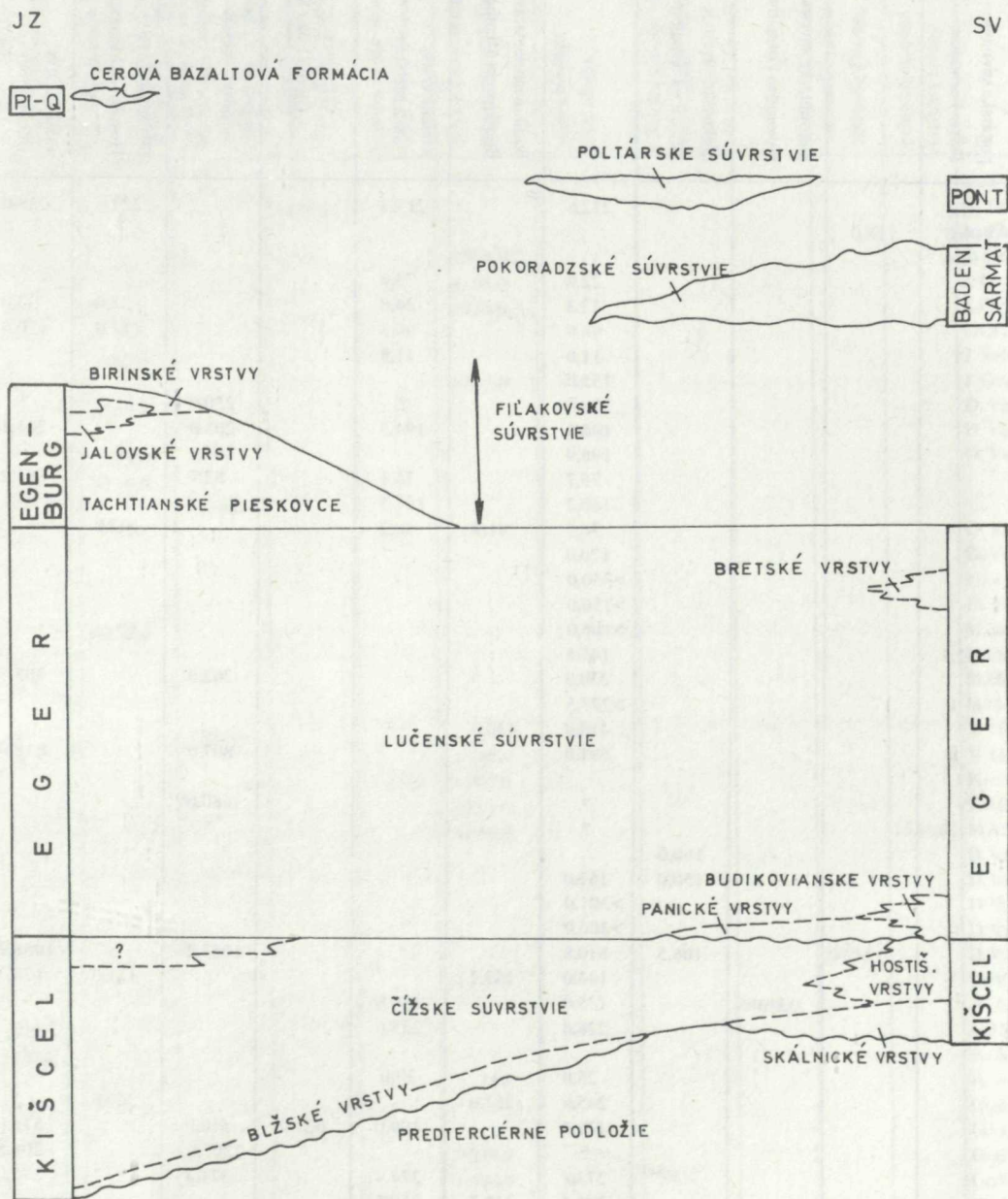
- PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI
- Oblasti erózie a denudácie
- OBLASTI KONTINENTÁLNE
- 1 - plochý reliéf
  - 2 - strmší reliéf
- Oblasti sedimentácie
- OBLASTI MORSKÉ (A KONTINENTÁLNE)
- 3 a) - lagunárna  
a) kontinentálna prekrytá lagunárnou
  - 4 - plytkomorská
  - 5 - oblasť hlbšieho mora (hlbší subtorál)
- GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI
- 6 - prevládajú sedimenty (T-trias, J-jura, K-krieda, M-mezozoikum vcelku)
  - 7 - prevládajú metamorfity (SP-staršie paleozoikum, C-karbon, P-perm)
- LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE
- 8 - vápnité ílovce - siltovce
  - 9 - detto s bazálnymi klastikami (vo vrtoch)
  - 10 - íty s preplstkami uhlia
  - 11 - detto s bazálnymi klastikami (vo vrtoch)
- OSTATNÉ SYMBOLY
- 12 - predpokladaný okraj rozšírenia sedimentov kišcelu
  - 13 - izolácie hrúbky v metroch
  - 14 - synd sedimentárne zlomy
  - 15 - predpokladané smery prínosu klastického materiálu
  - 16 - predpokladaný smer morskej transgresie
  - 17 a) - označenie vrtu  
247,0  
b) - vrty bez sedimentov kišcelu  
C-1

2a ROZSAH ÚTVAROV V PODLŹÍ KIŠCELU



- Vysvetlivky:
- 1 - rozsah sedimentov kišcelu
  - 2 - karbonátový silicový prikrývok
  - 3 - nekarbonátové horniny/paleozoikum, sp. trias silicového prikrývku, trias meliatskej skupiny, vrchná krieda v celku
  - 4 - meliatska skupina (overené vrtní)

Blžské vrstvy. Tvoria bázu kišcelu tam, kde chýbajú skálnické vrstvy. Ich prítomnosť v kotline bola overená takmer všetkými doposiaľ hĺbenými vrtmi do podložja kotliny. Chýbajú iba vo vrte EUP-2 pri Valiciach, resp. vo vrte RK-2 pri Hostišovciach, kde sú však vyvinuté už spomínané skálnické vrstvy. Hrúbka vrstiev je veľmi premenlivá a kolíše od 1,0 m (vrt FV-1 Blhovec) do 41,5 m, (vrt VCH-1; pozri obr. 3). Tvoria ich brekcie, zlepence a pieskovce. Brekcie a zlepence tvoria bázu štrkov a sú zložené z valúnov, resp. úlomkov karbonátov, tmavých silicitov, z kremeňa, silicitického fylitu a z tmavých bridlíc. Zloženie klastík zodpovedá charakteru podložja. Od bázy smerom nahor sa znižuje hrúbka zrna. Pieskovce sú tmelené vápnitým, rekryštalizovaným tmelom, impregnovaným pyritom, resp. tmel je glaukonitický. Vrstvy obsahujú morskú faunu (napr. foraminifery lagenidového typu), ktorú však nebolo možné identifikovať a blžské vrstvy radíme ku kišcelu na základe superpozície.



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

Fig. 2 Scheme of lateral and vertical relations between Tertiary lithostratigraphic units in the Rimavská kotlina basin (and in adjacent Cerová vrchovina upland)

Tabuľka 2 Prehľad vybraných vrtov v Rimavskej kotline  
Table 2 Selected boreholes in Rimavská kotlina depression

Označenie vrtov Boreholes	Alpínska molasa Alpine Molasse										
	pont Pontian	panón pont Pannonian Pontian	báden Badenian	egenburg Eggen- burgian	eger Egerian			černolucké – vrchná krieda vrstvy Čierna Luka Member – Upper Cretaceous	kišcel Kiscelian		
	polťárske súvrstvie Poliár Formation	pokoradzské súvrstvie Pokoradza Formation	filakovské súvrstvie Filakovo Formation	lučenské súvrstvie Lučencec Formation			hostišovské vrstvy Hostišovec Member		blážske vrstvy Blh Member	skálnické vrstvy Skálnik Member	
				budikovianske vrstvy Budikovany Member	panické vrstvy Panica Member	lučenské súvrstvie Lučencec Formation					
DV-1	57,0				212,6		213,3		227,6	228,0	
DV-3	106,0	118,0									
DV-4	118,0										
VŠ-1					22,0		23,0				
R-2					23,3		24,0		32,6	33,0	
R-3					98,0		99,3		117,0	120,6	
VSH-10					11,0		11,5				
HM-5					155,0						
R-1					229,0		?		250,0	?	
EUP-1					194,0		194,3		205,0	241,1	
EUP-2					198,9				243,9		
EUP-3					75,7		76,1		82,7	87,2	
EVB-1					140,2		141,3				
RK-2					78,5	91,9	98,2		103,0		113,8
ERn-1					170,0						
ERt-1					>350,0						
ERt-2					>150,0						
VNP-2					>165,0						
VNP-1	32,5				141,8						
VCH-1					230,0			262,0		303,5	
VCH-2					>277,5						
C-1					418,0	430,0					
C-2					591,0			807,0		818,0	
MJČ-1											
BC-2					?			680,0?			
S-1					?			?			
EH-1				160,0							
EH-2				150,0	162,0						
VRS-1					>301,0						
VRS-2					>300,0						
FV-1				106,5	810,8			1057,2		1058,2	
JH-1					144,0	153,2			171,0	174,7	207,3
PR-8			31,0		135,0		139,0				
652					228,0		235,0				
PR-12											
PR-13					25,0		30,0				
LR-4					245,6	251,0			266,8		
LR-5					471,0		499,0	621,0	510,0	512,0	537,0
LR-6					?			?	207,0	208,5	
LR-7					273,8		274,4		371,4	375,0	
LR-8					291,4	216,7	219,5				
LR-9					630,0?						
BC-3					350,5		351,0				

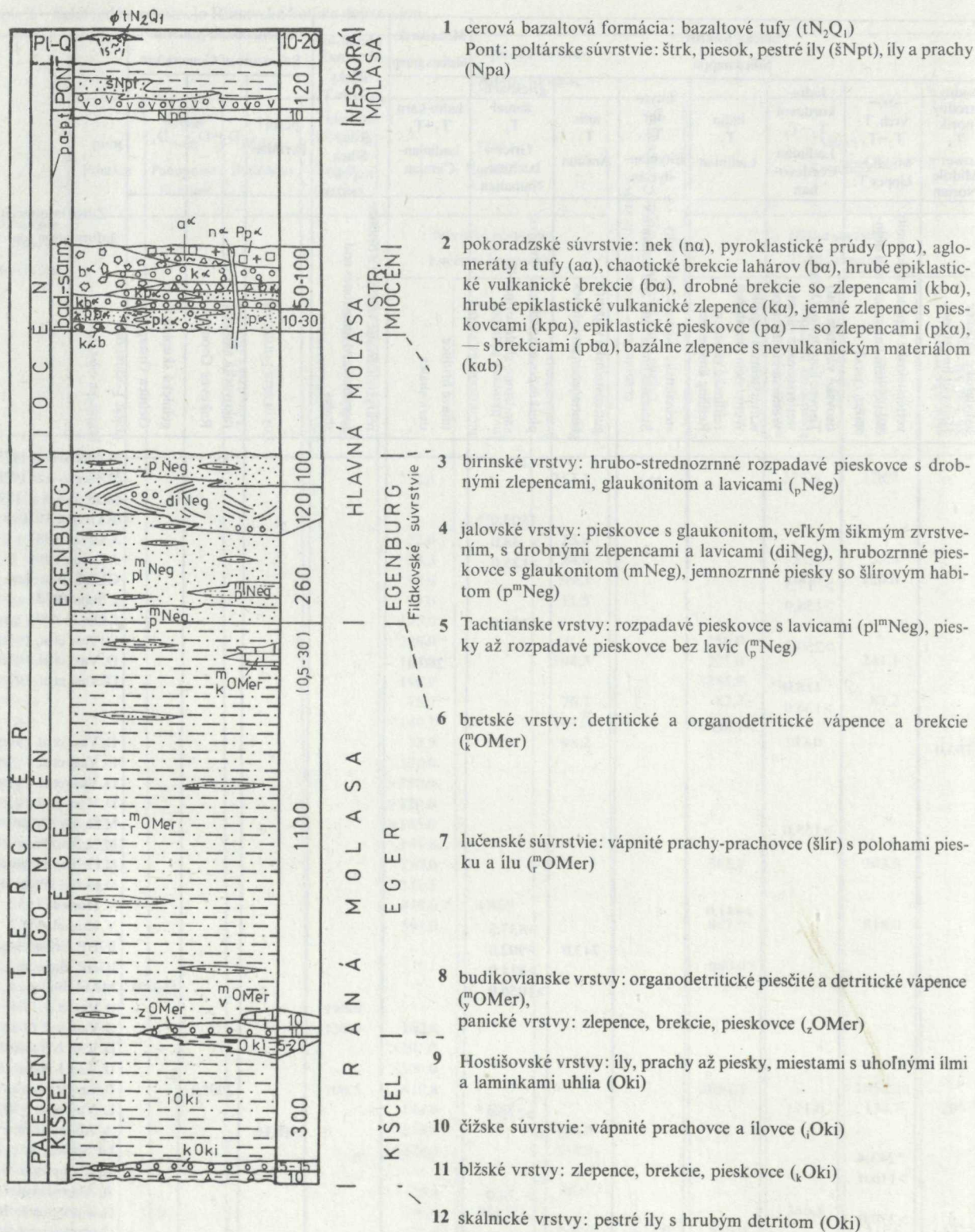
T<sub>1,2,3</sub> – trias (sp., str., vrch.) – Triassic (L., M., U.)

D<sub>1,2,3</sub> – devón (sp., str., vrch.) – Devonian (L., M., U.)

Silický príkrov Silica nappe							Meliatska sk. Meliata group	Meliatska skupina? Silický príkrov T <sub>3</sub>	Palaeozoikum gemerika Palaeozoic of Gemericum				
spodný- stredný norik T <sub>3</sub>	str.- vrch. T. T <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	ladin- kordevol T <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	ladin T <sub>2</sub>	bityn- ilír T <sub>2</sub>	anis T <sub>2</sub>	griesbach- namal T <sub>1</sub>	ladin-karn T <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	Meliata group, Silica nappe?	perm? Permian	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub>	D <sub>1</sub> ?		
Lower- Middle Norian	Middle- Upper T.	Ladinian Cordevolian	Ladinian	Bitynian- ilyrian	Anisian	Griesbachian- Namalian	Ladinian- Carnian						
hallstattské vápence Hallstatt limestones	wettersteinské vápence a dolomity Wetterstein limestones and dolomites	tisovské vápence (jul) Tisovec limestones (Julian)	wettersteinské vápence Wetterstein limestones	wettersteinské vápence Wetterstein limestones	steinalmské vápence a dolomity Steinalm limestones and dolomites	guttensteinské vápence Guttenstein limestones	pieskovcové-bridlíčnaté súvrstvie sandstone-shale formation	tmavé bridlice dark shales	rekryštalizované vápence a bridlice recrystallized limestones and shales		rakovecká skupina Rakovec Group	gelnická skupina Gelnica Group	Zdroj informácií Information source
>163,0		> 17,5 >158,0 >250,3 118,0 <sup>2x</sup> >136,0	>150,0	>122,0		>264,0 1503,0 <sup>1x</sup> > 38,0 >125,0 >305,0	280,0					M. Elečko et al. 1975 M. Elečko et al. 1975 M. Elečko et al. 1975 T. Gregor 1970 J. Orvan 1981 J. Orvan 1981 GÚDŠ, Bratislava J. Šuba 1973 J. Orvan 1981 D. Vass et al. 1978 D. Vass et al. 1978 D. Vass et al. 1978  D. Vass et al. 1966 D. Vass et al. 1978 D. Vass et al. 1979 D. Vass et al. 1979 M. Elečko, J. Pristaš, 1977 M. Elečko, J. Pristaš, 1977 M. Elečko, J. Pristaš, 1977 M. Elečko, J. Pristaš, 1977 V. Homola 1952 V. Homola 1952 IGHP, Bratislava IGHP, Bratislava MAFI, Budapest D. Vass et al. 1980 D. Vass et al. 1980 D. Vass, J. Pristaš 1976 D. Vass, J. Pristaš 1976 D. Vass, Š. Bajanič 1978 D. Vass et al. 1982 A. Abonyi et al. 1972 UP Spišská Nová Ves A. Abonyi et al. 1972 A. Abonyi et al. 1972 Geol. prieskum Rožňava Geol. prieskum Rožňava Geol. prieskum Rožňava Geol. prieskum Rožňava Geol. prieskum Rožňava IGHP Bratislava	
	? 243,4 >110,0 >270,0 >314,0	>155,0	>441,0		743,0	>837,5 >902,0 >811,0 >1056,0  >275,0  > 74,0  >239,0 >400,0			>183,0	2005,0			
								874,0					

+<sub>1</sub> bridlič.-pieskovcové súvrstvie sp. triasu s anhydritmi a žilkami azbestu na báze - Lower Triassic shale-sandstone formation with anhydrites and asbestos veinlets at base

+<sub>2</sub> tisovské vápence (jul) - Tisovec limestones (Julian)



Obr. 2a Stratigraficko-litologická kolonka kenozoika Rimavskej kotliny

Fig. 2a Stratigraphical-lithological column of Rimavská kotlina depression Cenozoic

Hlavnú masu čížskeho súvrstvia v Rimavskej kotline predstavujú siltovce až ílovce, ktoré ležia na blžských vrstvách a na s. okraji kotliny laterálne prechádzajú do hostišovských vrstiev. Najväčšia zistená hrúbka týchto sedimentov dosahuje 246,4 m (vrt FV-1 Blhovce). Siltovce a ílovce majú sivú farbu a sú sludnaté. Majú nepravidelný bridličnatý rozpad (tab. I, obr. 2). Striedajú sa pevnejšie polohy s rozpadavými. Pevné polohy sú hrubé 20—40 cm, rozpadavé 2—10 m (tab. I, obr. 1). Celkom ojedinele, v spodnej časti súvrstvia sú náznaky zvrstvenia (piesčitá laminácia, šošovkové zvrstvenie). Údaje o zrnitosti a vápnitosti sú v tab. 3 a 4.

U ílovcov dosahuje priemerné zastúpenie ílovej frakcie 56,79 %. Priemerná hodnota Md je 0,006 mm a Xfi 7,51. Priemerná hodnota triedenia So je 3,056 a Sigma Fi 1,856. Podľa P. D. TRASKA (1932) je sediment mierne triedený a podľa F. G. FRIEDMANA (1962) veľmi slabo triedený. Priemerná hodnota vápnitosti je 16,62 %. Ílovce sú teda slabo vápnité.

V siltovcoch priemerné zastúpenie siltovej frakcie dosahuje 60,166 %. Prevláda ílová prímies nad piesčitou. Priemerná hodnota Md je 0,014 a Xfi 2,590. Priemerná hodnota triedenia So je 2,85 a Sigma fi 1,524. Sediment je teda normálne (podľa Traska), resp. veľmi zle triedený (podľa Friedmana). Siltovce sú slabo vápnité — priemerný obsah je 15,20 %. Asociácia ŤM je prekrytá pyritom a karbonátmi. Z priehľadných minerálov je prítomný granát, apatit, biotit, organogénny fosfát a leukoxén (tab. 5). Zaujímavá je prítomnosť barytu a anhydritu so štruktúrami evaporitických komplexov vo vrte EUP-1 (žilky chalcedónu a karbonátov substituujúce síranové minerály). Pravdepodobne ide o sírany premigrované z podložitých triasových evaporitov (M. MARKOVÁ 1977, 1978).

Vo vrchnej časti čížskeho súvrstvia pri Číži boli opísané uhoľné sloje (vo vrte C-2, V. HOMOLA 1954). Nové vrty hĺbené v okolí Čížu však túto skutočnosť nepotvrdili.

Siltovce a ílovce čížskeho súvrstvia obsahujú morskú faunu. Makrofauna bola opísaná zo vzoriek z vrtu FV-1. V spoločenstve boli popri kozmolitných formách zistené aj druhy typické pre rupel, resp. kišcel: *Nuculana deshayesiana*, *Propeamussium bronni zimanyii*, *Thyasira nysti*. V spoločenstve sú ďalej prítomné druhy, známe z oligocénu severnej bioprovincie: *Chlamys hoeninghausis*, *Ch. cf. adelinae*, *Cuspidaria clava*. Druh *Hinia schlotheimi* bol doposiaľ opísaný iba z egeru a sp. miocénu (A. ONDREJČKOVÁ 1978 a).

Spoločenstvá foraminifer sú bohaté a okrem iných sa tu vyskytujú pre kišcel typické *Tritaxia szaboi*, *Bolivina reticulata*, *Lenticulina kubinyi* (K. SLAVÍKOVÁ 1953, V. KANTOROVÁ 1977, 1978a). Vápenatá 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 Nemecka, Belgicka a pre kišcelské íly v severnom Maďarsku (R. LEHOTAYOVÁ 1978 a,b).

Zo skúmania vápenatej nanoflóry dochádzame k záveru, že siltovce a ílovce čížskeho súvrstvia (prípadne aj celé čížske súvrstvie) zodpovedajú iba vrchnej časti kišcelu, ako ho definoval T. BÁLDI (1969, 1979), t.j. kišcelským ílom.

Spoločenstvo sporomorf sa podobá spoločenstvám kišcelu z okolia Štúrova vrátane druhu *Cicatricosisporithes dorogensis*, ktorý mizne v oligocéne.

- 1 — Cerová basalt formation basalt tuffs (tN<sub>2</sub>Q<sub>1</sub>); Pontian: Poltár Formation: gravel, sand, variegated clays (šNpt), clays and silts (Npa); 2 — Pokoradz Formation: neck (nx), volcano-clastic flows (ppx), agglomerates and tuffs (au), chaotic lahar breccia (ba), coarse epiclastic volcanic breccia (b<sub>a</sub>), fine breccia with conglomerates (kba), coarse epiclastic volcanic conglomerates (ka), fine conglomerates with sandstones (kpa), epiclastic sandstones (pa), — with conglomerates (pka), — with breccia (pa), basal conglomerates with nonvolcanic material (kab); 3 — Birin Member: Coarse-medium-grained friable sandstones with fine conglomerates, glauconite and banks (pNeg); 4 — Jalová samota Member: sandstones with glauconite, large cross-bedding, with fine conglomerates and banks (diNeg), grained sandstones glaucoite (mNeg), fine-grained sands with schlieren siltstones (p<sup>m</sup>Neg); 5 — Tachta member: friable sandstones with banks (pl<sup>m</sup>Neg), sands and friable sandstones without banks (<sup>m</sup><sub>p</sub>Neg); 6 — Bretka Member: detrital and organodetrital limestones and breccia (<sup>m</sup><sub>k</sub>OMer); 7 — Lučenec Formation: calcareous silts-siltstones (schliers) with sand: and clay layres (<sup>m</sup><sub>k</sub>OMer); 8 — Budikovany Member: organodetrital sandy and detrital limestones (<sup>m</sup><sub>y</sub>OMer) Panica Member: conglomerates, breccia, sandstones (<sub>z</sub>OMer); 9 — Hostišovce Member: clays, silts, sands, in places with coal clays and coal laminae (OKi); 10 — Číž Formation: calcareous siltstones and claystones (<sub>z</sub>OKi); 11 — Blh Member: conglomerates, breccia, sandstones (kOKi); 12 — Skálnik Member: variegated clays with coarse detritus (OKi)

Tabuľka 3 Štatistická charakteristika zrnitosti a vápnitosti ílovcov čížskeho súvrstvia — kišcel

Table 3 Statistical characteristics of grain size and Ca-content of the Kiscelian Číž Formation claystones

		Počet analýz Number of analysis	Min.	Max.	Aritm. priemer Arith. mean	Štand. odch. Stand. deviat.	Variač. koef. Variat. coeff	Geom. priemer Geom. mean
frakcia Fraction	%	12	0,50 32,40 45,90	19,00 47,80 66,00	4,600 38,558 56,791	6,124 5,067 6,175	133,150 13,41 10,873	2,155 38,268 56,478
piesok, sand silt íl, clay								
zrnostné parametre Grain size parameters	Trask momentové moment		Md (m . m) So Xfi Sigma fi	0,004 2,42 7,050 1,480	0,0010 3,87 7,910 2,130	0,006 3,056 7,510 1,856	0,002 0,467 0,333 0,299	39,734 15,310 4,441 16,121
vápnitosť Ca-content	%	5	15,50	18,30	16,62	1,042	6,273	16,594

Tabuľka 4 Štatistická charakteristika zrnitosti a vápnitosti siltovcov čížskeho súvrstvia — kišcel

Table 4 Statistical characteristics of grain-size and Ca-content of the Kiscelian Číž Formation siltstones

		Počet analýz Number of analysis	Min.	Max.	Aritm. priemer Arith. mean	Štand. odch. Stand. deviat.	Variač. koef. Variat. coeff	Geom. priemer Geom. mean
frakcia Fraction	%	6	0,60 50,50 24,50	6,40 72,70 48,90	2,15 60,166 37,706	2,230 9,830 11,162	103,742 16,338 29,557	1,480 59,50 36,330
piesok, sand silt íl, clay								
zrnostné parametre Grain size parameters	Trask momentové moment		Md (m . m) So Xfi Sigma fi	0,010 2,16 2,420 1,460	0,020 3,66 2,760 1,580	0,014 2,805 2,590 1,520	0,004 0,549 0,240 0,084	31,298 19,579 9,282 5,582
vápnitosť Ca-content	%	5	14,60	15,80	15,20	0,848	5,582	15,188

Hostišovské vrstvy. Predstavujú okrajový vývoj kišcelu v s. časti Rimavskej kotliny, kde boli zistené v priestore medzi obcami Otročok—Dlhá Ves, v okolí Hostišoviec a Niž. Skálnika. Ležia buď na blžských, alebo skálnických vrstvách. Ich hrúbka je nestála, kolíše od niekoľko metrov do 20,0 m. Vrstvy sú tvorené sivými a sivozelenými ílmi až siltami, s polohami uhoľných ílov a vrstvičkami lesklého uhlia\*. Mineralogické zloženie ílov je illit-montmorillonit. V ťažkej frakcii prevláda pyrit, fosfatizované kostené prvky, málo glaukonitu a organogénneho karbonátu (M. MARKOVÁ 1967, 1974).

Hostišovské vrstvy, obsahujú morskú a brakickú faunu. Makrofauna tvorí často lumachelové polohy. V skupine okrem iného boli opísané aj *Cardium bojourum*, *Pitaria ancyinoides*, *Polymesoda convexa*, *Pirenella* sp. (A. ONDREJČKOVÁ 1975, 1978 b, D. VASS et al. 1966), biostratigraficky nepreukázateľné foraminifery s *Ammonia* sp., (V. KANTOROVÁ 1975). V spoločenstve sporomorf sú prítomné v kišceli bežné druhy: *Plicatopollis pseudoxelus*, *P. plicatus*, *Cicatricosisporites dorogensis* (P. SNOPOKOVÁ 1975, 1978, E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1966).

V spoločenstve fauny a flóry chýbajú prvky, ktoré potvrdzujú jednoznačne kišcelský vek hostišovských vrstiev. Ku kišcelu ich radíme hlavne na základe ich pozície nad skálnickými vrstvami kišcelu a pod bazálnymi klastikami (panické vrstvy) egeru.

\*Novšie, vo vrte RKZ-1 pri Bátke boli zistené aj laminované vápence (H. Jurkovičová, D. Vass, M. Elečko v tlači)

Tabuľka 5 Ťažké minerály čížskeho súvrstvia (podľa M. MARKOVEJ 1977, 1978)

Table 5 Heavy minerals of Číž Formation (after M. MARKOVÁ 1977, 1978)

a) Vrt FV-1 Blhovce (Cerová vrchovina)  
Borehole FV-1 (Cerová vrchovina upland)

Minerál Mineral	Počet vzoriek Numb. of sampl.	Počet pozit. vzoriek Numb. of pos. samples	Min. % pozit. vzoriek Min. % of pos. samples	Max. % pozit. vzoriek Max. % of pos. samples	Priem. zast. Average content
granát, garnet	10	7	0,2	1,3	0,6
zirkon, zircon					
turmalín, tourmaline	10	1	—	—	0,1
apatit, apatite					
amfibol, hornblende	10	1	—	—	0,2
biotit, biotite	10	5	0,2	5,7	2,1
chlorit, chlorite	10	10	2,1	36,4	17,6
hypersten, hypersthene	10	1	—	—	0,4
baryt, baryte					
anhydrit, anhydrite					
pyrit-pyrit. konkr. pyrite-pyrite concret.	10	10	4,8	34,5	19,1
pyrit. jadrá foramin. pyritized foramin. cores	10	10	4,6	20,8	14,4
karbonát org., C org.					
karbonát kryšt., C cryst.					
siderit, siderite	10	5	44,7	83,5	64,1
dolomit, dolomite	10	5	13,5	39,5	25,6
fosfát, phosphate	10	4	0,2	0,8	0,5
limonit, limestone	10	5	0,3	0,9	0,6

b) Vrt EUP-1 Veľký Blh (s. časť Rimavskej kotliny)  
Borehole EUP-1 Veľký Blh (N part of Rimavska  
kotlina depression)

Počet vzoriek Numb. of sampl.	Počet pozit. vzoriek Numb. of pos. samples	Min. % pozit. vzoriek Min. % of pos. samples	Max. % pozit. vzoriek Max. % of pos. samples	Priem. zast. Average content
4	2	0,1	0,6	0,35
4	2			—
4	1	0,1		
4	2	0,2	2,9	1,55
4	1	2,5		—
4	1			—
4	2	1,2	4,6	2,9
4	1	0,3		—
4	4	32,6	84,2	52,43
4	4	0,3	58,3	17,65
4	4	2,7	49,8	26,28
4	2	0,3	0,4	0,35
4	2	stopy	0,1	—

## Oligocén — Miocén

### Eger

Chronostratigrafický stupeň eger používame v zmysle regionálneho členenia neogénu centrálnej paratetydy (T. BÁLDI, J. SENEŠ et al. 1975). V minulosti na označenie tohto stupňa boli používané názvy chat, chat-akvitán, akvitán.

### Rozšírenie, hrúbka a vzťah k podložiu

Sedimenty egeru sú rozšírené na celom území Rimavskej kotliny a smerom na S prekračuje rozšírenie kišcelu. Tiež hrúbka egeru je väčšia (presahuje 1000 m). V egeri teda vrcholí transgresia a intenzita subsidencie ranej molasy v Rimavskej kotline, ale i v Ipeľskej kotline (porovnaj D. VASS et al. 1979) a v celej panve budínskeho paleogénu (D. VASS 1981).

Najväčšia predpokladaná hrúbka egeru v južnej časti územia na základe geofyzikálnych údajov sa odhaduje na 1100 m. Najväčšia prevrtaná hrúbka egeru je vo vrte FV-1 (Blhovce), asi 700 m V ju. časti územia bol eger prevrtaný vrtom C-2 (590 m)

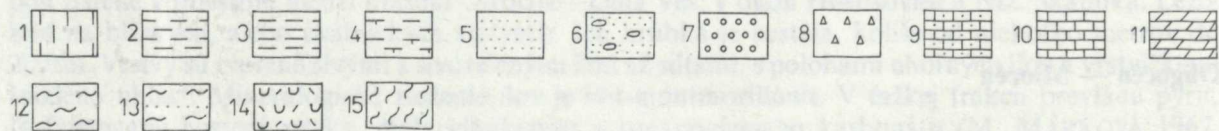
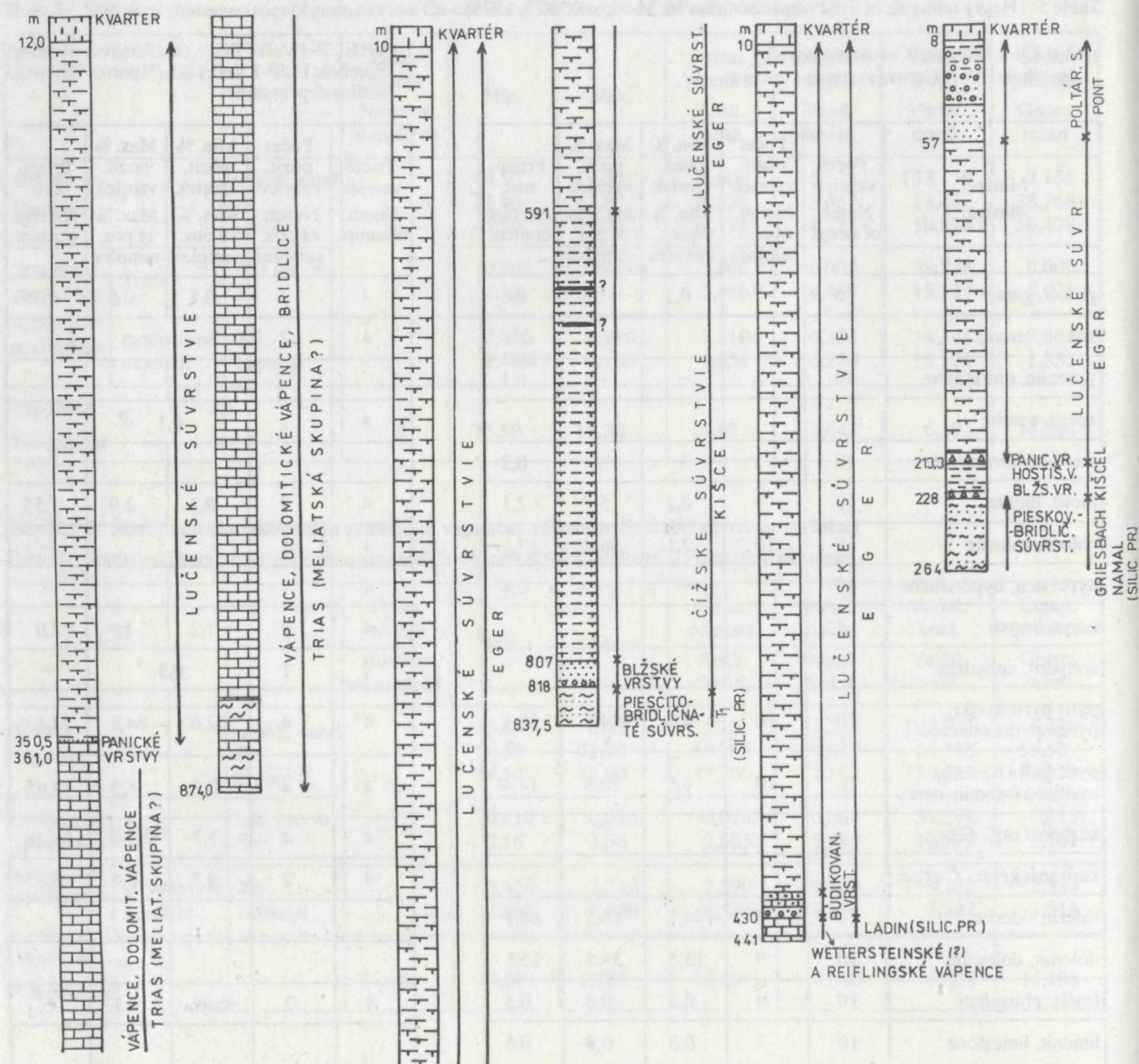


BC-3 CAKOV

C-2 ČÍŽ

C-1 CAKOV

DV-1 DLHÁ VES



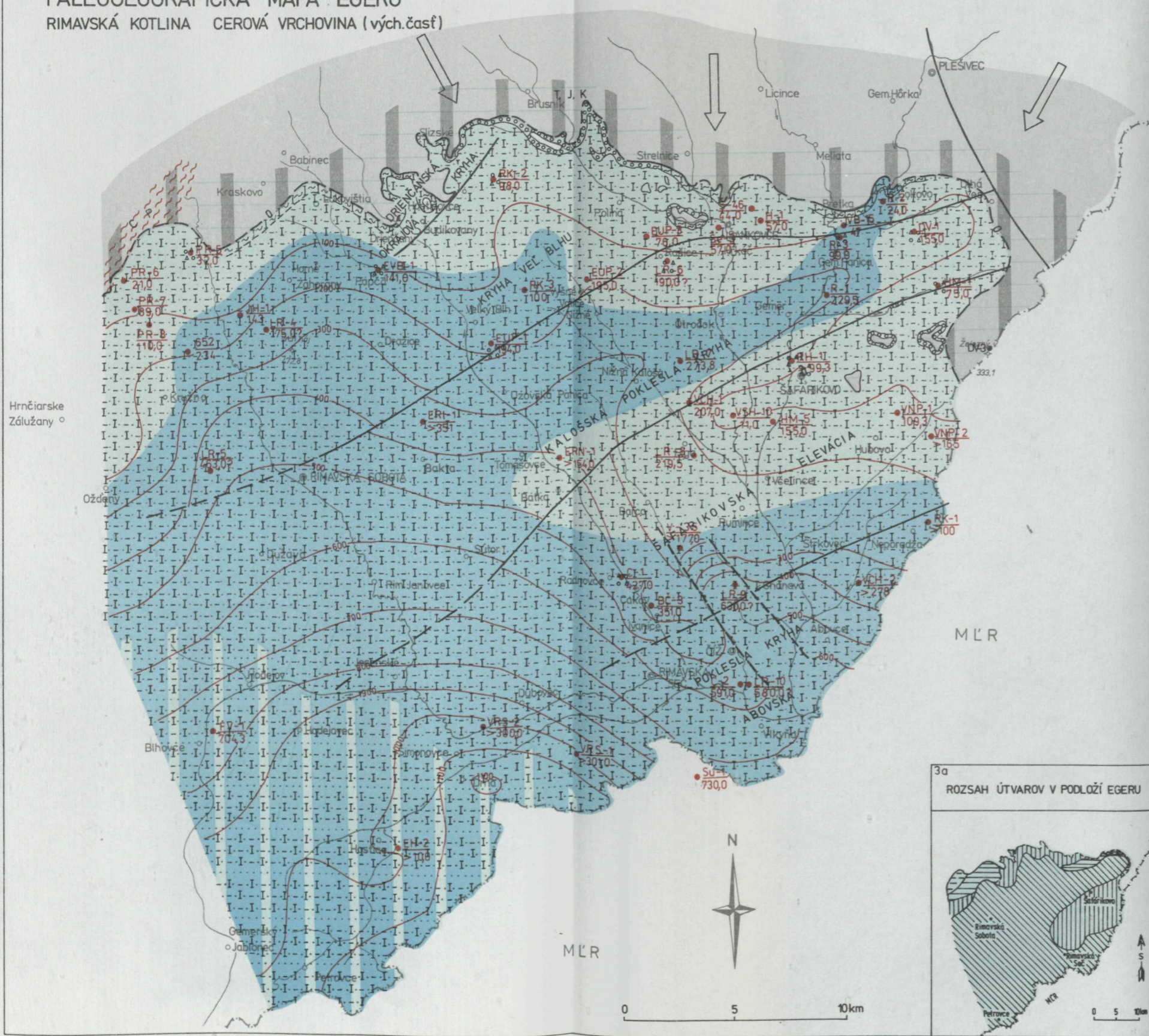
Obr. 3 Profily významných vrtov Rimavskej kotliny

1 — hlina, štrky a iné kvartérne sedimenty, 2 — íly, 3 — ílovce, 4 — vápnité siltovce a ílovce, 5 — piesky — pieskovce, 6 — rozpadavé pieskovce s lavicami, 7 — štrk, zlepenec, 8 — brekcia, 9 — organodetrické piesčité vápence (trefohorné), 10 — vápence (druhohorné), 11 — dolomity, 12 — bridlice, 13 — pieskovce a bridlice, 14 — kremité porfýry (kaolinizované), 15 — fylity, fylity a zelené bridlice

Fig. 3

1 — loam, gravels and other Quaternary sediments, 2 — clays, 3 — claystones, 4 — calcareous silt and clays, 5 — sands, 6 — friable sandstones with banks, 7 — gravel conglomerate, 8 — breccia, 9 — organodetrital sandy limestones (Tertiary), 10 — limestones (Mesozoic), 11 — dolomites, 12 — shales, 13 — sandstones and shales, 14 — quartz porphyries (kaolinized), 15 — phyllites, phyllites and green schists

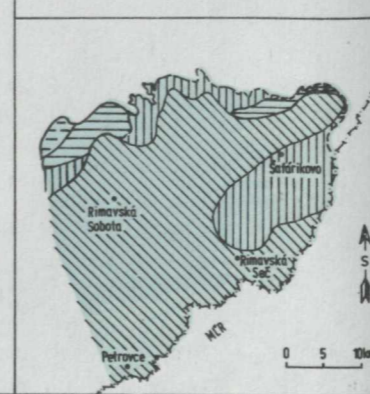
PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA EGERU  
RIMAVSKÁ KOTLINA CEROVÁ VRCHOVINA (vých.časť)



VYSVETLIVKY

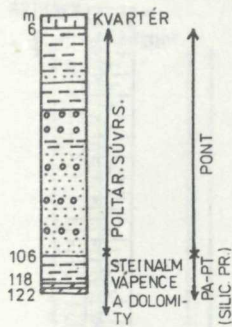
- PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI  
Oblasti erózie a denudácie  
OBLASTI KONTINENTÁLNE
- 1 [Symbol] - plochý reliéf
  - 2 [Symbol] - strmší reliéf
- Oblasti sedimentácie  
OBLASTI MORSKÉ
- 3 [Symbol] - plytkomorská (litorál - plytký sublitorál)
  - 4 [Symbol] - oblasť hlbšieho mora (hlbší sublitorál)
  - 5 [Symbol] - sedimenty plytkého mora v nadoží hlbokovodnejších
- GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI
- 6 [Symbol] - prevládajú sedimenty (T-trias, J-jura, K-krieda)
  - 7 [Symbol] - prevládajú metamorfity (C-karbon, P-perm)
- LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE
- 8 [Symbol] - vápnite sily (šlír)
  - 9 [Symbol] - delta s bazálnymi klastikami (vo vrtoch)
  - 10 [Symbol] - vápnite sily (šlír) vo vrchnej časti striedanie siltov a pieskov
  - 11 [Symbol] - zlepenec príp. aj brekcie
  - 12 [Symbol] - organodetritické vápence až vápnite pieskovce
  - 13 [Symbol] - organogénne vápence
- OSTATNÉ SYMBOLY
- 14 [Symbol] - dnešný okraj rozšírenia sedimentov egeru
  - 15 [Symbol] - hranice litofácií
  - 16 [Symbol] - izolácie hrúbky v metroch
  - 17 [Symbol] - synsedimentárne zlomy
  - 18 [Symbol] - predpokladaný smer prínosu klastického materiálu
  - 19 [Symbol] - predpokladaný smer morskej transgresie
  - 20 [Symbol] - označenie vrtu  
704,0 hrúbka egeru v metroch
  - 21 [Symbol] - vrty bez sedimentov egeru

3a ROZSAH ÚTVAROV V PODLAŽÍ EGERU

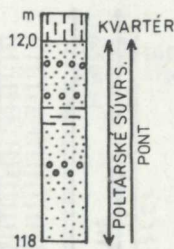


- Vysvetlivky:
- 1 [Symbol] - rozsah sedimentov egeru
  - 2 [Symbol] - sedimenty kieselcu
  - 3 [Symbol] - karbonáty silického príkrovu
  - 4 [Symbol] - nekarbonatické mezozoikum silického príkrovu a meliatskej skupiny
  - 5 [Symbol] - paleozoikum gemerika

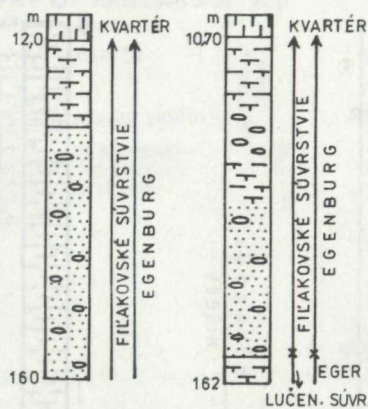
DV-3 DLHÁ VES



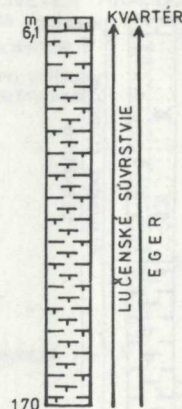
DV-4 ŠAFÁRIKOVO



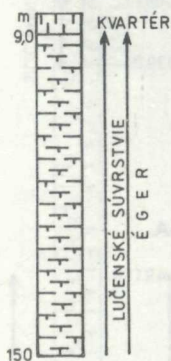
EH-1-PETROVCE EH-2-HOSTICE



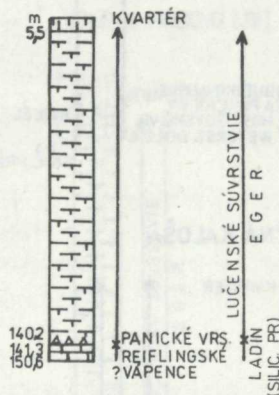
ERn-1-ROKYTNÍK



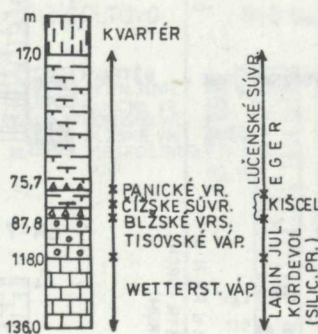
ERT-2-RIMAV PAVLOVCE



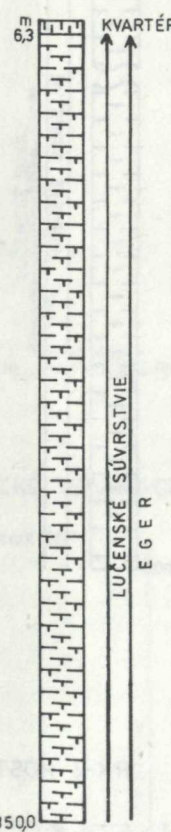
EVb-1-PAPČA



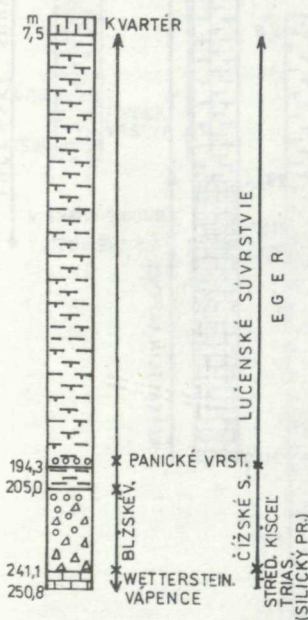
EUP-3-RAŠICE



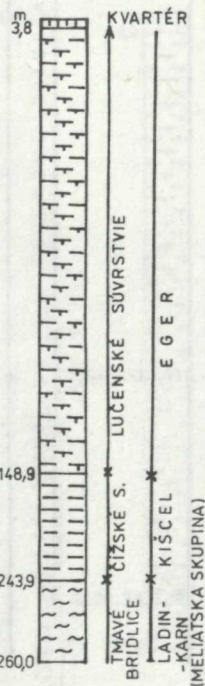
ERT-1-BAKTA



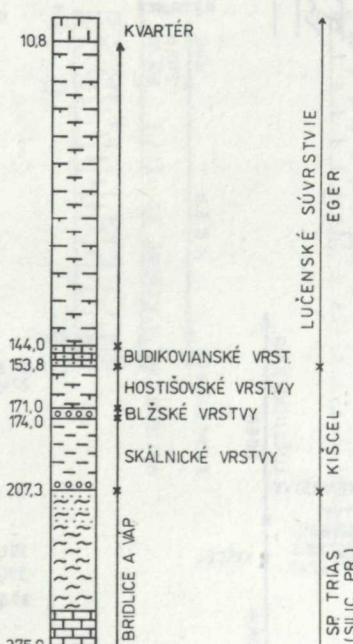
EUP-1 VELKÝ BLH



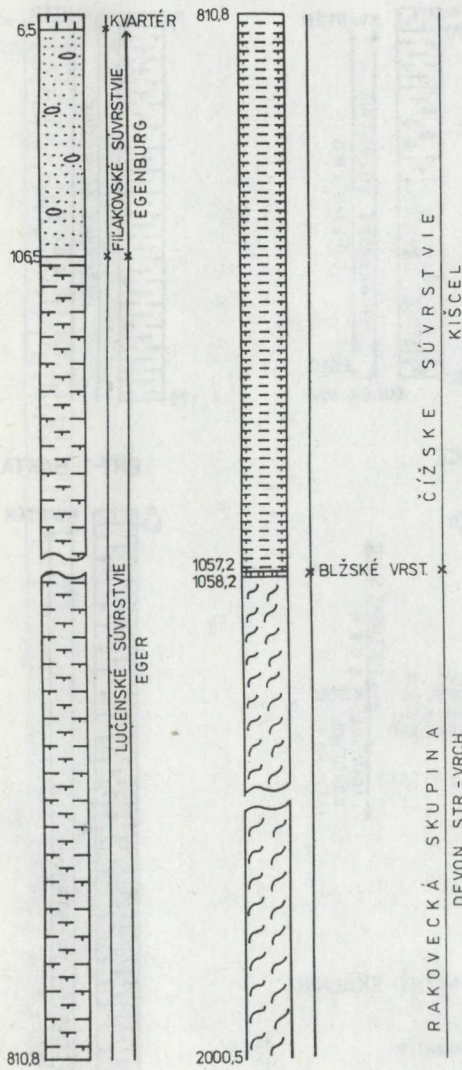
EUP-2 VYŠ. VALICE



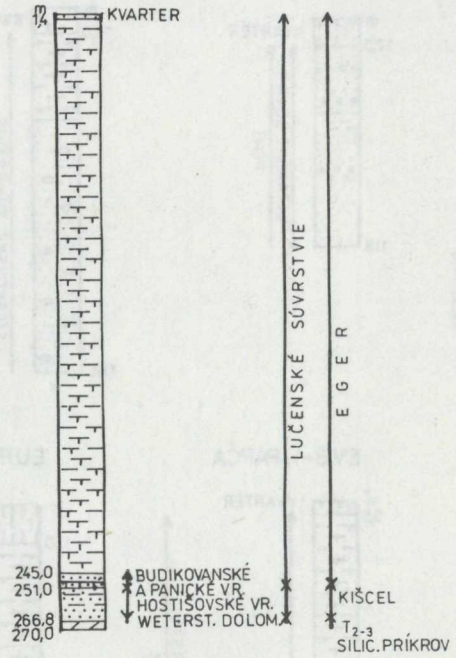
JH-1-NIŽNÝ- SKÁLNÍK



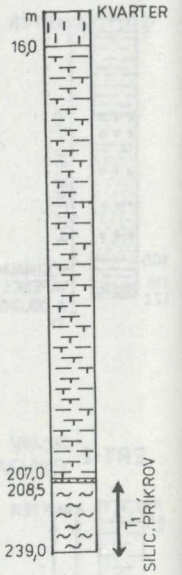
FV-1 - BLHOVCE



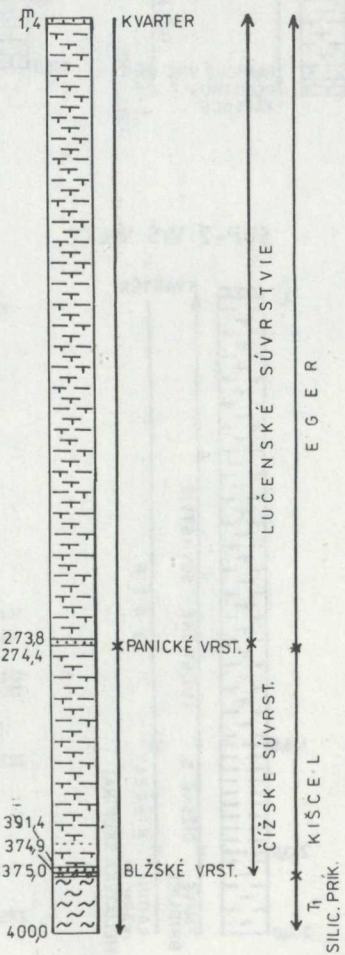
LR-4 VEL. TERIAKOVCE



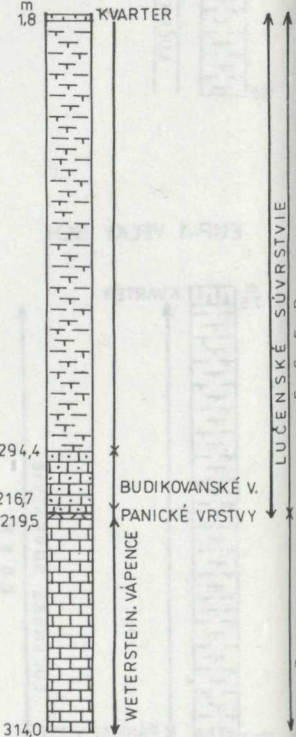
LR-6 RAŠICE



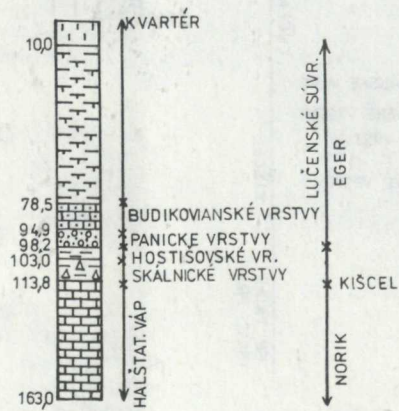
LR-7 NIŽNÁ KALOŠA



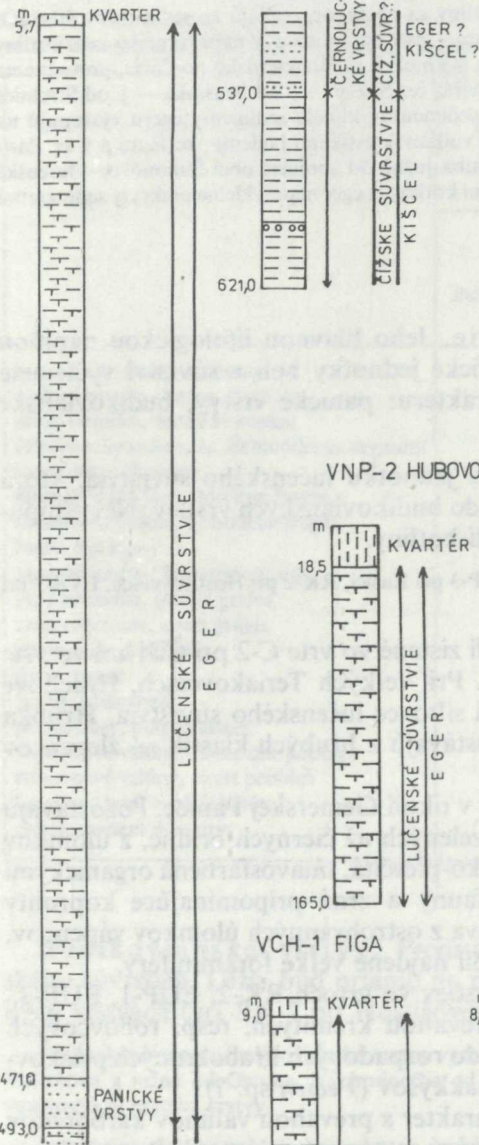
LR-8 FIGA



RK-2 HOSTIŠOVCE



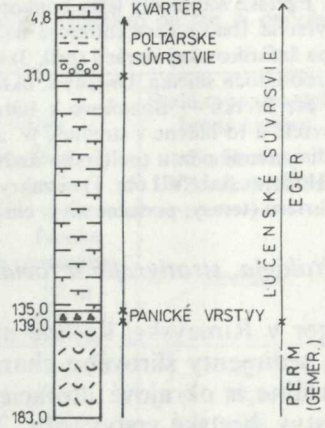
LR-5 ČIERNA LÚKA



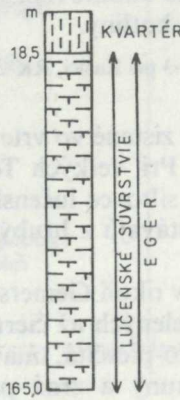
PR-13 - HRNČIARSKA VES



PR-8 - SVETLÁ (HRACHOVO)



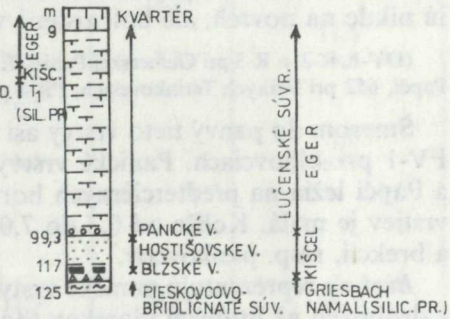
VNP-2 HUBOVO (JV)



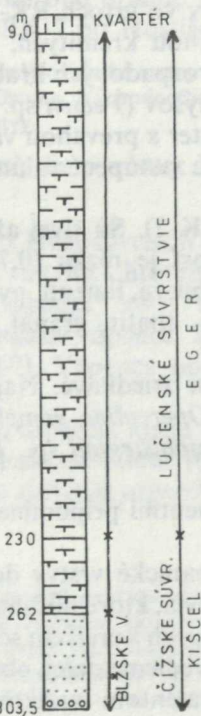
R-2 ČOLTOVO



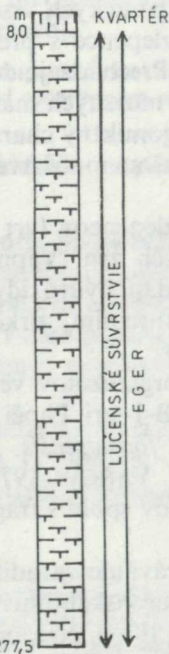
R-3 GEMER-PANICA



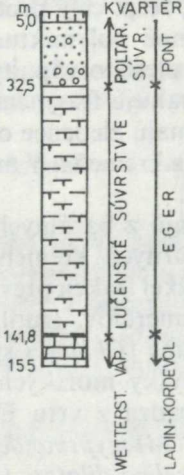
VCH-1 FIGA



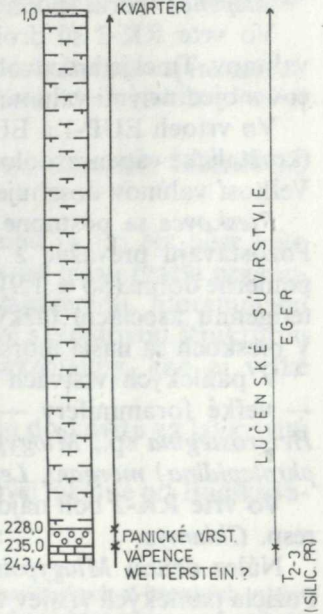
VCH-2 KRÁL



VNP-1 HUBOVO (SV)



652 VEĽKÉ TERIAKOVCE



a C-1 (429,0 m; V. CÍLEK 1954). Vo v. časti šafárikovskej elevácie je hrúbka egeru menšia (od 100 do 200 m) a opäť sa zväčšuje v oblasti kalošskej poklesnutej kryhy (asi 400,0 m). Smerom na sever sa hrúbka egeru znižuje.

Egerské sedimenty ležia konkordantne na kišceli a v prevažnej časti kotliny sa postupne vyvíjajú zo sedimentov čízskeho súvrstvia. Iba v s. časti kotliny je medzi kišcelom a egerom ostrá litologická a transgresívna hranica. V najsevernejšej časti kotliny a na šafárikovskej elevácii (príl. 3) leží eger transgresívne a diskordantne na horninách predterciérneho podložja, prevažne na karbonátoch silicika. Dnešný s. okraj rozšírenia egeru prebieha: s. od Lukovišta cez Slizké — j. od Brusníka — j. od Strelnice — cez Bretku — Bohúňovo k štátnym hraniciam s MLR. Na rozdiel od sedimentov kišcelu sedimenty egeru vystupujú na povrch, a to hlavne v strednej, jv. a s. časti kotliny. V sz. časti sú prekryté vulkanoklastikami bádenu—sermatu a v sv. časti sedimentami pontu (poltárske súvrstvie). V oblasti Cerovej vrchoviny (zhruba južne od spojnice obcí Šimonovce—Jesenské—Hodejov (tab. VII obr. 1) sú zakryté sedimentmi egenburgu. Na celom území kotliny je eger nepravidelne prekrytý sedimentmi kvartéru (teras, poriečne nivy, elúviá, delúviá).

### *Litológia, stratigrafia a faciálny vývoj*

Eger v Rimavskej kotline predstavuje lučenské súvrstvie. Jeho hlavnou litologickou náplňou sú sedimenty šlírového charakteru. Ako nižšie litostratigrafické jednotky boli v súvrství vyčlenené bazálne a okrajové litofácie špeciálneho litologického charakteru: panické vrstvy, budikovianske vrstvy, bretské vrstvy (obr. 2).

**Panické vrstvy.** Predstavujú bazálnu litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia, ktorá laterálne i vertikálne prechádza do siltovcov a sčasti laterálne do budikovianskych vrstiev. Nevystupujú nikde na povrch, ale boli zistené vo vrtoch v severnej časti kotliny.

(DV-1, R-2 a R-3 pri Gemerskej Panici, EUP-1 v. od Veľkého Blhu, EUP-3 pri Rašici, RK-2 pri Hostišovciach, EVB-1 pri Papči, 652 pri Veľkých Teriakovciach, PR-8 pri Hrachove; obr. 3. tab. 2).

Smerom do panvy tieto vrstvy asi vykliňujú, pretože neboli zistené vo vrte C-2 pri Číži ani vo vrte FV-1 pri Blhovciach. Panické vrstvy ležia zväčša na kišceli. Pri Veľkých Teriakovciach, Hrachove a Papči ležia na predterciérnych horninách. Ich nadloží sú siltovce lučenského súvrstvia. Hrúbka vrstiev je malá. Koliše od 0,3 do 7,0 m. Panické vrstvy pozostávajú z hrubých klastík — zlepcov a brekcií, resp. pieskovcov.

**Brekcie** reprezentujú panické vrstvy vo vrtoch DV-1 a R-3 v okolí Gemerskej Panice. Pozostávajú z drobných až hrubých úlomkov (do 7 cm), zelených, tmavozelených až čiernych bridlíc, z úlomkov červených pieskovcov a vápencov. Základná hmota je aleuriticko-piesčitá, tmavosfarbená organickými látkami. V hornine sú neidentifikovateľné úlomky makrofauny a zrná pripomínajúce koprolity (M. MARKOVÁ 1974). Bazálna brekcia vo vrte EVB-1 pozostáva z ostrohranných úlomkov vápencov, tmelených sivozelenou piesčito-ílovitou hmotou. V brekcií boli nájdené veľké foraminifery.

**Zlepence** tvoria spodnú časť, resp. celý profil panických vrstiev vo vrtoch RK-2, EUP-1, EUP-3.

Vo vrte RK-2 sú drobnozrnné polymiktné zlepence s prevahou kremitých, resp. rohovcových valúnov. Tmel je hrdzavohnedý piesčito-vápnitý. Prechádzajú do rozpadových hrubozrnných pieskovcov s ojedinelými valúnmi. Obsahujú fragmenty morských mäkkýšov (*Pecten* sp. ?).

Vo vrtoch EUP-1 a EUP-3 majú zlepence oligomiktný charakter s prevahou valúnov karbonátov (kryštalické vápence, dolomity) a kremeňa. V menšom množstve sú zastúpené valúny silicítov a fylitov. Veľkosť valúnov dosahuje 3 cm.

**Pieskovce** sa postupne vyvíjajú z bazálnych zlepcov (vrt RK-2). Sú sivej až sivohnedej farby. Pozostávajú prevažne z angulárnych kremenných zrn. Vápnitosť je nízka (0,75 %). Triedenie je pomerne dobré ( $So = 1,9$ ). V ťažkej frakcii prevládajú hydroxidy železa, ilmenit, pyrit, ktoré zastierajú terigénnu asociáciu ťažkých minerálov, (rutil, turmalín, zirkón, apatit, granát, staurolit, epidot). V pieskoch sa našla morská fauna (*Chlamys* sp.).

V panických vrstvách sú zvyšky morských organizmov veľmi zriedkavé. Najvýznamnejší nález — veľké foraminifery — pochádza z vrtu EVB-1 pri Papči: *Operculina complanata complanata*, *Heterostegina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis*, *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani*, *Lepidocyclina dilatata* (M. VAŇOVÁ 1978).

Vo vrte RK-2 boli nájdené fragmenty mäkkýšov spolu s fragmentmi pripomínajúcimi rod *Pecten*, resp. *Chlamys*.

Nález druhu *Miogypsina formosensis* nás oprávňuje zaradiť panické vrstvy do spodného egeru. Pozícia panických vrstiev vo vrte DV-1 v podloží lučenského súvrstvia, ktoré obsahuje mikrofloristické spoločenstvá spodného egeru (P. SNOPOKOVÁ 1975, 1978), podporuje ich koreláciu so spodným egerom. Panické vrstvy nie sú ekvivalentom bretských vrstiev, ktoré, ako uvedieme ďalej, obsahujú mladšie než spodnoegerské organizmy. Panické vrstvy sú však časovým ekvivalentom budikovianskych vrstiev.

Tabuľka 6 Zloženie organodetrítických vápencov budikovianskych a bretských vrstiev (eger) na s. okraji Rimavskej kotliny (podľa M. MARKOVEJ 1967)

Table 6 Composition of organodetrital limestones of the Budikovany and Bretka Members (Egerian) on the N periphery of the Rimavská kotlina (depression), (after M. MARKOVÁ 1967)

	Budikovianske vrstvy Budikovany Member		Bretské vrstvy Bretka Member		Budikovianske alebo bretské vrstvy Budikovany or Bretka Member
	Budikovany	samota Papkút (N of Skerešov)	Bretka	Pánska pustatina (E of Starňa)	Strelnica
litotamnie (riasy), Lithotamnia	34,1			0,9	4,7
veľké foramin., Larger Foramin.	22,9	4,0	1,8	6,2	13,1
malé foramin., Small Foramin.	7,9	3,6	1,2	0,9	2,6
články echynodermat, Echinoderm. segment	3,8		3,5		3,7
machovky, Bryozoa	2,7	0,3	0,5	1,3	7,7
úlomky mäkkýšov, Mollusc fragm.	1,8		5,3	8,7	21,1
úlomky krustácej, Crustacea fragm.		2,0		47,6	
huby, Sponges					11,5
zrná vápencov, limestone grains	1,7		70,5	7,3	8,8
zrná kremeňa, quartz grains	0,6	4,9	1,5		
zrná rohovcov, chert grains			3,7		
glaukonit, glauconite	stopy				1,0
pyrit, pyrite	0,1		0,3		0,5
fosfát, phosphate	0,1				
plagioklasy, plagioclasses		1,7			
vápencové valúny, limestone pebbles		51,1			
rohovcové valúny, chert pebbles		1,3			
kalcitový tmel + zákl. hmota calcite cement + matrix	24,2	31,5	11,7	27,1	25,3

**Budikovianske vrstvy.** Predstavujú bazálnu a okrajovú litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia. Ležia buď priamo na predterciernom podloží (v okolí Budikovian), alebo na panicových vrstvách (vrt RK-2 pri Hostišovciach).

Predpokladáme, že budikovianske vrstvy vystupujú aj v niektorých povrchových lokalitách v oblasti Hrušova, Hostišoviec, Skerešova a južne od Ostrián. Východnejšie od spomínaných obcí nie je ich prítomnosť už istá, lebo v podobnej litofácii vystupujú aj bretské vrstvy.

Smerom do panvy tieto vrstvy vykliňujú, resp. sa laterálne zastupujú so siltovcami lučenského súvrstvia.

Vo vrte RK-2 pri Hostišovciach tvoria budikovianske vrstvy polohu hrubú 16,4 m Na báze tejto polohy je asi 15 cm vrstvička litotamniovo-foraminiferového slieňovca a hlavnú masu tvoria organodetrítické piesčité vápence\* sivej, miestami hnedej farby s hojnými foraminiferami, litotamniami a opracovanými zrnkami vápenca. Sú v nich polohy krinoidovo-litotamniové s biolitovou štruktúrou (M. MARKOVÁ 1967). Vápence obsahujú množstvo úlomkov morskej makrofauny, ako aj veľké foraminifery.

Organodetrítické vápence, ktoré vystupujú na povrch pri Ostranoch, majú doskovitú až lavicovitú odlučnosť a sú silne skrasovatené (tab. II, obr. 1).

Podrobný rozbor zloženia organodetrítických vápencov, vykonaný v typovej lokalite pri Budikovianoch, je v tab. 6.

\*H. JURKOVIČOVÁ (písomné oznámenie) prehodnotila petrografiú organodetrítických budikovianskych aj bretských vrstiev a dospela k záveru, že ide o vápence, ktoré podľa klasifikácie R. L. FOLKA patria do skupiny alochemických vápencov s pojivom sparitovým alebo mikritovým, príp. mikrosparitovým. Podľa klasifikácie upravenej Z. KUKALOM tieto vápence možno zaradiť do skupiny biodetrítických-extraklastových vápencov. Ojedinele boli identifikované aj vápence biodetrítické (prechodné typy medzi biomikritovým a biosparitovým vápencom v zmysle FOLKA, resp. packstone v zmysle DURHAMA).

Severne od Skerešova, pri samote Papkút M. MARKOVÁ (1967) opisuje úlomkovité vápence mikro-zlepencovej štruktúry. Priemerná veľkosť úlomkov je 2—4 mm. Prevládajú drobné, zaoblené valúniky vápenca kalovej štruktúry, zriedkavejšie valúniky organodetritickej štruktúry s úlomkami foraminifer, rádiolárií, ihlíc, húb a článkov krinoidov. Základná hmota má organodetritickú štruktúru s bohatým výskytom schránok veľkých foraminifer *Operculina*, *Heterostegia*, *Lepidocyclina*, ako aj drobné foraminifery nadčelade *Miliolidae*. Piesčitú zložku predstavujú zrnká vápenca a kremeňa. Autigénny glaukonit a pyrit sú zriedkavejšie. Tmel je kalcitový, stredne- až hrubokryštalický. Priemerné zloženie horniny je uvedené v tab. 6.

Budikovianske vrstvy tvoria pravdepodobne bázu egeru aj vo vrte C-1 pri Cakove. Z útržkovitej prvotnej dokumentácie tohto vrtu je zrejmé, že na báze egeru ležia organodetritické vápence, príp. i zlepence alebo kalkarenity (V. CÍLEK 1954). Budikovianske vrstvy sú bohatšie na nálezy zvyškov morských organizmov. Pri Budikovanoch a Hostišovciach bola nájdená fauna: *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata*, *Lepidocyclina* (*Nephroolepidina*) *morgani*, *Lepidocyclina* (*Eulepidoina*) *dilatata*, *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis*, ďalej fragmenty pekténov a ostreí, krinoidov a bryozóí (M. VAŇOVÁ 1978 in F. STEININGER et al. 1975).

Z uvedených organických zvyškov má na posúdenie biostratigrafickej pozície budikovianskych vrstiev najväčší význam nález druhu *Miogypsina formosensis*, ktorý je hlavnou formou pre najvrchnejší oligocén, t.j. pre spodný eger.

Neprítomnosť mladších, evolučných foriem tohto rodu biostratigraficky odlišuje budikovianske vrstvy, ale aj vrstvy panické od bretských vrstiev, na čo v prípade budikovianskych vrstiev poukázal už J. SENEŠ (in F. STEININGER et al. 1975, str. 81, 82).

Bretské vrstvy. Predstavujú okrajovú litostratigrafickú jednotku lučenského súvrstvia. Laterálne aj vertikálne prechádzajú do vrchnej časti siltovcov lučenského súvrstvia (obr. 2) a J. SENEŠ (in T. BALDI, J. SENEŠ et al. 1975, str. 63, 66) ich opísal ako „formácia Bretka“.

Vrstvy ležia na predterciérnom podloží a v ich nadloží sa nachádzajú siltovce lučenského súvrstvia. Ich pozícia je zdanlivo zhodná s pozíciou panických a budikovianskych vrstiev. S poslednými majú aj značnú litologickú zhodu. Avšak prítomnosť mladších veľkých foraminifer ukazuje na vrchnoegerský vek bretských vrstiev, zatiaľ čo budikovianske a panické vrstvy zaraďujeme do spodného egeru (pozri ďalej), čo si vyžiadalo nutnosť vyčleniť bretské vrstvy ako samostatnú litostratigrafickú jednotku.

Bretské vrstvy sú rozšírené v okolí Bretky, kde vystupujú na povrch (tab. II, obr. 2) a boli prevrtnané v niekoľkých vrtoch. Známe sú aj z povrchových lokalít v okolí Čoltova, v údolí potoka Činča, východne od Starne a z. od Pánskej pustatiny. Ich ekvivalentom sú pravdepodobne klastiká a organodetritické vápence zistené vo vrte RH-1 v Šafárikove a vo vrte VSH-10 pri Stránskej. Hrúbka bretských vrstiev kolíše od 0,5 do 30 m.

Hlavnými litotypmi, ktoré sú zastúpené v bretských vrstvách, sú detritické a organodetritické vápence\*, zlepence a brekcie. V typovej lokalite v Bretke sú zastúpené úlomkovité vápence mikrobrekciiovitej—detritickej štruktúry. Veľkosť častíc sa pohybuje medzi 0,1—0,2 mm a výplňový tmel je kalcitový. Okrem piesčitých angulárnych až subangulárnych zrn drobnokryštalického vápenca a vzácnych rádiolaritov sa tu vyskytujú články echinodermátov, úlomky mäkkýšov, machoviek a brachiopódov, z foraminifer lepidocyklíny, miogypsíny a drobné foraminifery (M. MARKOVÁ 1967). Priemerné zloženie horniny podľa M. MARKOVEJ (l.c.) podáva tab. 6.

Okrem úlomkov a valúnov karbonátov sú prítomné aj úlomky serpentinitu, ktorý sa dostáva na povrch severnejšie. Táto skutočnosť svedčí o znose materiálu z bezprostredného okolia.

Organodetritické vápence a zlepence vystupujú v nadloží triasových karbonátov v lokalite Panská Pustatina. Vápence obsahujú množstvo veľkých schránok mäkkýšov a dobre je viditeľná lavicitosť. Hrúbka lavíc sa pohybuje od 0,3—1,5 m, uložené sú horizontálne, príp. s malým úklonom (do 10°). Priemerné zloženie jemnozrnnejšej fácie organodetritického vápenca dokumentuje tab. 6.

Zlepence tvoria dobre opracované valúny triasových hornín s max. veľkosťou do 5 cm a v priemere 1,0 cm. Podobné zlepence sa nachádzajú aj v údolí potoka Činča a pri horárni Lapša, v. od Starne.

Brekcie hrubé iba 0,5 m prevrtnal vrt VSH-10 pri Stránskej. Tvoria ich ostrohranné úlomky stredno-triasových dolomitov, tmelené vápnitým tmelom.

Pozri poznámku na str. 29



Bretské vrstvy obsahujú zvyšky mikro- i makroorganizmov. Spoločenstvá makrofauny z okolia obce Bretka opisala M. VAŇOVÁ (1959): *Chlamys rotundata*, *Ch. martelli*, *Ch. oblitaguensis*, *Ch. decussata*, *Flabellipecten carryensis*, *Ostrea (Pycnodonta) callifera*, *Terebratula hoernesii*, *Balanus concavus*.

Z údolia potoka Činča a z lokality s. od Panskej Pustatiny boli okrem vyššie uvedených druhov opísané aj *Terebratula* ex gr. *scillae-ampulla* *T. hoernesii* a *Chlamys bifida*.

Veľké foraminifery z bretských vrstiev spracovali : A. PAPP (1960 a M. VAŇOVÁ in T. BÁLDI, J. SENEŠ et al. 1975, str. 196). V typickej lokalite Bretka sa našli: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani*, *Miogypsina (Miogypsina) gunteri*. Z lokality Panská Pustatina opísal A. PAPP (in M. VAŇOVÁ 1959, str. 150) druhy *Miogypsina tani* a *M. gunteri*.

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 N 4, resp. s nanoplanktonickou zónou NN 1, (porovnaj M. VAŇOVÁ in T. BÁLDI, J. SENEŠ et al. 1975, str. 193—196; J. SENEŠ in F. STEININGER et al. 1975 str. 81).

Problematickou sa javí korelácia detritických a organodetritických hornín, ktoré vystupujú na povrch v okolí Strelnice, v Banskej doline sz. od Chválovej a v oblasti Španie Pole — Brusník. Vzhľadom na nedostatok jednoznačných biostratigrafických kritérií môžeme ich korelovať na základe litologickej podobnosti a pozície v nadloží preterciálnych hornín jednak s bretskými vrstvami, ale i s vrstvami budikovianskymi, resp. panickými. Zlepence, resp. úlomkovité vápence zlepencovitej štruktúry sz. od vápenky v Banskej doline pri obci Chválová opisala M. MARKOVÁ (1967). Ležia v nadloží triasových vápencov a sú zložené zo zaoblených valúnov vápencov pestrých farieb s priemernou veľkosťou 2—6 cm (max. 15 cm), spevnené kalcitovým tmelom.

Valúnový materiál obsahuje okrem triasových vápencov aj valúny jurských hornín (piesčité a krinoidové vápence liasu, foraminiferové vápence malmu).

Jednoznačne polymiktný charakter majú zlepence v Banskej doline, sz. od obce Chválová. Sú zložené z dokonale opracovaných valúnov kremeňa (do 4,0 mm), kremenca, fialových verfenských bridlic a z horšie opracovaných valúnov až fragmentov permských pieskovcov. Tmel má kalcitové zloženie a je krustifikačný s bohatým obsahom organických zvyškov (M. MARKOVÁ 1958).

V okolí obcí Španie Pole a Brusník sú uložené v nadloží zlepencov karbónu a permu hrubozrnné zlepence. Pozostávajú z dokonale opracovaných valúnov kremeňa a kremenca s priemernou veľkosťou 1—3 cm. Tmelené sú limonitovým tmelom, ktorý je laterálne vystriedaný opálovým tmelom dotykového charakteru (M. MARKOVÁ 1958). Tabuľka 6 dokladá zloženie organodetritických vápencov pri Strelnici.

Z lokality v okolí Španieho Poľa a Strelnice opísala M. VAŇOVÁ (1959) z organodetritických vápencov mäkkýše: *Chlamys (Aequipecten)* ex gr. *eolegans*, *Ch. bifida*, *Ch. pictus*, *Ch. decussata*, *Pecten fuchsi*, *Pitar (Paradione) splendida*, *P. (Anniontis) incrassata incrassata*, *Cardium thunense*, *Terebratula hoernesii*, *T. sinuosa pedemontana* a i.

Ani v jednej lokalite nebol nájdený druh z fylogenetického radu *Miogypsina*, ktorý by umožnil jednoznačne zaradiť dané sedimenty do spodného, alebo vrchného egeru, teda k budikovianskym alebo k bretským vrstvám.

Sedimenty so šlírovým charakterom. Sú hlavnou litologickou náplňou lučenského súvrstvia a ich vývoj je veľmi jednotvárný. Sedimenty tvoria prevažne silty až siltovce (obr. 4). Ílovce a pieskovce sú zastúpené zanedbateľne. Významnejšie piesčité polohy sa zistili vo vrchnej časti lučenského súvrstvia v Cerovej vrchovine.

Šlírové sedimenty sú v čerstvom stave modrosivé a sivé a vo zvetranom stave majú sivožltú až žltohnedú farbu s nepravidelnými zátekmi hydroxidov železa, resp. mangánu na plochách rozpadu. Rozpad šlírových sedimentov je najčastejšie bridličkový, úlomkovitý, resp. lastúrnatý, a to na neostriých plochách vrstevnatosti (tab. III, obr. 2. Plochy pokrývajú drobné šupinky sludy. Iné sedimentárne textúry sú zriedkavé (napr. flaserové zvrstvenie vo vrte VCH-2, tab. IV, obr. 1).

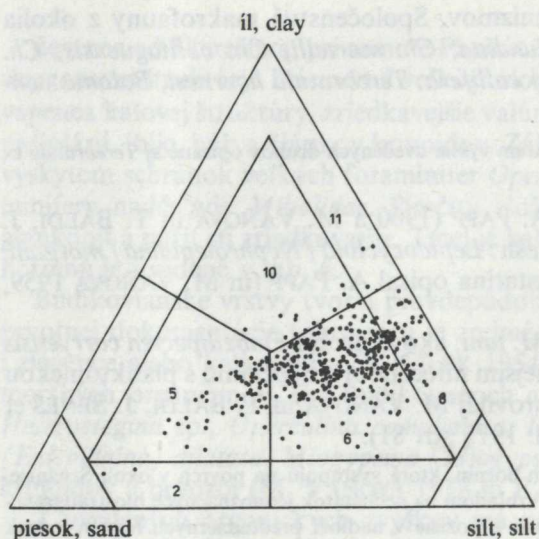
Zo šlírových sedimentov sa vykonalo 457 zrnitostných analýz (tab. 7), z ktorých 345 zodpovedalo siltom.

Priemerné zastúpenie siltovej frakcie u siltov dosahuje 49,056 % a z prímiesi prevláda ílová zložka (30,626 %) nad piesčitou (20,179 %). Priemerná hodnota stredného zrna  $Md = 0,016$  mm a  $X\phi = 6,439$ . Priemerná hodnota triedenia  $So$  je 3,535 a  $\sigma\phi$  2,382. Siltovce sú teda normálne (v zmysle P. D. TRASKA 1932), resp. mimoriadne slabo triedené (G. M. FRIDMAN 1962). Hodnota koeficientu symetrie  $SK\phi$  sa pohybujú od 0,601 do 1,331 s priemernou hodnotou 0,160 a so strednou odchýlkou 0,326. Z celkového počtu vzoriek má 60 hodnotu  $Sk\phi > 0$ , t. j. u väčšiny vzoriek je rozptyl vo frakciách menších ako stredné zrno.

Koeficient strmosti krivky  $K\phi$  kolíše od 0,750 do 3,740 s priemernou hodnotou 2,047 a so strednou odchýlkou 0,518. Z počtu 82 vzoriek má 79 vzoriek hodnotu  $K\phi > 3$ , to znamená, že krivky sú platykurtické, t. j. plochejšie než krivka normálnej distribúcie.

Silty sú slabo vápnité a priemerná hodnota  $CaCO_3$  dosahuje 20,91 %. Údaje o zrnitosti a vápnitosti piesčitých a ílovitých polôh v šlírových sedimentoch sú zhrnuté v tab. 7b, c.

Ťažké minerály (ŤM) lučenského súvrstvia v severnej a strednej časti Rimavskej kotliny vyhodnotila M. MARKOVÁ (1967, 1974, 1977). Výsledky jej analýz sú zhrnuté v tab. 8. Na základe odlišnosti v zložení ŤM, M. Marková vymedzuje v súvrství dve subfácie:



Obr. 4 Trojuholníkový nomenklatorický diagram pre zmesné sedimenty piesok-silt-il (podľa GORSLINE 1960 in R. E. CARVER 1971), lučenské súvrstvie (eger)

Fig. 4 Triangular nomenclative diagram of mixture sediments sand-silt-clay (after GORSLINE 1960, in R. E. CARVER 1971), Lučeneč Formation (Egerian)

- 2 — siltový piesok, silty sand
- 5 — piesok siltovo-ílovitý, silty-clayey sand
- 6 — silt piesčito-ílovitý, sandy-clayey silt
- 8 — ílovitý silt, clayey silt
- 10 — il piesčito-siltový, sandy-silty clay
- 11 — siltový il, silty clay

Tabuľka 7 Štatistická charakteristika zrnitosti a vápnitosti rozpadavých siltovcov, pieskovcov a ílovcov lučenského súvrstvia — eger  
A siltý — siltovce, B piesky — pieskovce, C íly — ílovce

Table 7 Statistic characteristics of grains-size and Ca-content of friable siltstones, sandstones and claystones of the Lučeneč Formation — Egerian

A silts — siltstones, B sands — sandstones, C clays — claystones

A

			Počet anal. Numb. of anal.	Min.	Max.	Aritm. priem. Arith. mean	Štand. odch. Stand. deviat	Variač. koef. Variat. coeff.	Geom. priem. Geom. mean
frakcie (%)	piesok, sand		345	0,90	40,40	20,179	8,841	43,815	17,635
	silt			34,60	66,80	49,056	7,217	14,712	48,521
	íl, clay			11,10	47,10	30,626	6,154	20,096	29,947
zrnostné parametre	Trask	Md (m . m)	345	0,001	0,100	0,016	0,008	49,160	0,014
		So		1,070	6,450	3,535	0,808	22,860	3,446
Grain size parameters	moment. moment	Xfi	82	4,800	7,320	6,439	0,415	6,451	6,425
		Sigma fi		0,800	5,870	2,382	0,877	36,850	2,268
		Sk fi	82	-0,601	1,331	0,160	0,326	25,320	1,986
		K fi		0,750	3,740	2,047	0,518		
vápnitosť — Ca content %			323	1,00	49,10	20,901	5,727	27,401	20,008

Sk fi	počet anal. Numb. of anal.	< 0	> 0
	82	22	60

K fi	počet anal. Numb. of anal.	< 3	> 3
	82	79	3

— *spodnú*, v ktorej prevládajú autigénne ŤM siderit alebo pyrit. Piesčitú frakciu tvoria hlavne zrnká karbonátov, najmä organogénnych. Slúda a kremeň pribúdajú smerom do nadložia. V zdrojovej oblasti uvádzanej subfácie, prevládali hlavne karbonátové horniny. Vo vrte EUP-3 v ťažkej asociácii je prítomné amfibol, pyroxén a stopové výskyty modrého turmalínu. Tieto minerály pravdepodobne pochádzajú z ultrabázik preterciérneho podložia.

— *vrchnú*, s pestrou asociáciou ŤM, kde popri chlorite a karbonátoch vystupuje granát, turmalín, amfibol, staurolit. Takéto zloženie ŤM svedčí o prítomnosti granitoidov a metamorfík v zdrojovej oblasti, z čoho možno usudzovať, že sa znosová oblasť rozšírila smerom na sever až do veporika.

B

		Počet anal. Numb. of anal.	Min.	Max.	Aritm. priem. Arith. mean	Štand. odch. Stand. deviat	Variač. koef. Variat. coeff.	Geom. priem. Geom. mean
frakcie (%)	piesok, sand	79	34,70	78,40	44,78	7,96	17,79	44,18
	silt		14,50	40,10	30,83	4,69	15,21	30,43
	íl, clay		7,00	32,00	24,37	5,26	21,60	23,64
zrnitostné parametre	Trask	79	0,009	0,13	0,03	0,01	42,60	0,03
			So	2,07	6,13	3,90	0,89	22,96
Grain size parameters	moment.	79	3,49	6,10	5,51	0,45	8,32	5,49
	moment		X fi	1,84	6,65	2,73	1,08	39,75
		42						
			Sk fi	0,141	1,071	0,567	0,264	46,531
		42	1,570	2,850	2,054	0,590	28,750	1,993
			K fi					
vápnitosť — Ca content %		67	5,40	32,15	17,74	4,50	25,40	17,19

	počet anal. Numb. of anal.	< 0	> 0
Sk fi	42	0	42

	počet anal. Numb. of anal.	< 3	> 3
K fi	42	42	0

C

		Počet anal. Numb. of anal.	Min.	Max.	Aritm. priem. Arith. mean	Štand. odch. Stand. deviat	Variač. koef. Variat. coeff.	Geom. priem. Geom. mean
frakcie (%)	piesok, sand	33	2,30	35,50	16,206	9,383	57,902	12,974
	silt		26,20	46,60	37,921	5,063	13,352	37,574
	íl, clay		34,70	56,00	45,906	6,283	13,688	45,481
zrnitostné parametre	Trask	33	0,004	0,05	0,012	0,008	73,219	0,010
			So	2,740	6,83	4,674	1,137	24,340
Grain size parameters	moment.	33	6,120	7,790	7,041	0,457	6,500	7,026
	moment		X fi	1,680	5,630	2,660	1,027	38,597
		33						
			Sk fi					
		33						
			K fi					
vápnitosť — Ca content %		29	0,50	27,65	16,78	8,216	48,962	12,067

Tabuľka 8 Ťažké minerály lučenského súvrstvia zo s. a strednej časti Rimavskej kotliny (podľa M. MARKOVEJ 1967, 1974, 1977, zostavil M. ELEČKO)

Table 8 Heavy minerals of the Lučenec Formation from N and middle parts of the Rimavská kotlina (depression), (after M. MARKOVÁ 1967, 1974, 1977, compiled by M. ELEČKO)

Ťažký minerál Heavy mineral	Počet vzoriek Number of samples	Počet pozit. vzoriek Number of pos. samples	Min. % pozit. vzoriek Min. % of pos. samples	Max. % pozit. vzoriek Max. % of pos. samples	Priem. zastúpenie Average content
granát, garnet	57	46	0,1	31,8	8,9
apatit, apatite	57	33	0,1	5,1	1,4
turmalín, tourmaline	57	42	0,1	7,8	2,0
titanit, titanite	57	15	0,1	7,8	2,2
amfibol, hornblende	57	44	0,2	5,8	1,6
biotit, biotite	57	51	0,6	11,8	3,0
chlorit, chlorite	57	57	0,9	80,2	23,6
fosfát, phosphate	57	6	0,1	4,0	1,6
Ca-Fe karb., Ca-Fe carbonate	22	22	3,1	79,5	36,1
karb. konkr., carb. concr.	7	2	15,0	20,4	17,7
karb. kryst., carb. cryst.	27	19	0,1	66,0	11,9
karb. org., carb. org.	27	11	0,3	81,7	38,5
karb. kryst. org., carb. cryst.	8	8	48,9	73,1	63,4
rutil, rutile	57	22	0,2	10,6	3,8
staurolit, staurolite	57	30	0,1	4,8	1,3
zirkón, zircon	57	24	0,1	4,1	1,1
epidot - zoizit, epidote	57	14	0,1	3,6	1,2
pyrit, pyrite	34	32	0,2	55,0	10,1
anatas, anatase	57	7	0,1	1,1	0,4
hyperstén, hypersthene	28	8	0,1	12,2	2,4
augit, augite	28	2	0,1	0,2	0,15
glaukofan, glaucophane	29	2	1,3	1,4	1,35
ilmenit, ilmenite	35	13	0,2	5,6	1,2
leukoxén, leucoxene	35	14	0,2	22,6	5,0
pyrit. mikr., pyrite micr.	34	23	0,2	83,0	8,6
limonit, limonite	35	22	0,2	63,4	6,0
siderit, siderite	29	5	10,5	93,3	7,8
kyanit, cayenite	22	2	1,1	2,5	1,8
brookit, brookite	22	4	0,7	1,3	1,1
anatas, anatase	22	1	-	-	1,1
anhydrit, anhydrite	50	1	-	-	69,3
baryt, baryte	50	1	-	-	9,0

Pre distribúciu ťažkých minerálov lučenského súvrstvia v priestore Cerovej vrchoviny je reprezentatívnu ich distribúcia vo vrte FV-1 (tab. 9). Percentuálny obsah ťažkej frakcie v lučenskom súvrstvi stúpa od bázy smerom hore. V celom profile v ťažkej frakcii prevláda dolomit nad sľudami (chlorit, biotit). Prítomný je aj pyrit, ktorého zastúpenie je najväčšie v spodnej časti súvrstvia, granát (so zvyšovaním zastúpenia k báze), amfibol a limonit. Akcesoricky sú prítomné: zirkón, apatit, turmalín, rutil, titanit, staurolit, anatas.

Z ľahkých minerálov stúpa obsah kremeňa a živcov v piesčitých polohách; sľudy (muskovit a chlorit) a karbonáty nemajú zjavnú závislosť na zrnitostnom zložení.

Dá sa predpokladať, že denudačné produkty karbonátových hornín sa do sedimentačného priestoru dostávali v rozpustnej forme. Prevahu detritického materiálu tvoria sľudy a chlority pochádzajúce z epimetamorfovaného paleozoika gemerika, biotity, granát a ostatné akcesorické minerály pochádzajú z veporidného kryštalinika (M. MARKOVÁ 1978).

V lučenskom súvrstvi Rimavskej kotliny sa nenašlo vulkanické sklo, paramorfózy po beta kremeň, ani iné vulkanogénne minerály.

Ílové minerály v súvrstvi reprezentujú montmorillonit a illit.

V šlírových sedimentoch lučenského súvrstvia sa nachádzajú bohaté spoločenstvá morskej fauny (tab. III, obr. 1), vápenatého nanoplanktónu a spormorf. Z bohatých spoločenstiev uvádzame len formy dôležité z biostratigrafického hľadiska. Z foraminifer sú pre eger južného Slovenska typické:

Tabuľka 9 Ťažké minerály lučenského súvrstvia z vrtu FV-1 (podľa M. MARKOVEJ 1978, zostavil M. ELEČKO)

Table 9 Heavy minerals of the Lučenec Formation from borehole FV-1 (after M. MARKOVÁ 1978, compiled by M. ELEČKO)

Ťažký minerál Heavy mineral	Počet vzoriek Numb. of sampl.	Počet pozit. vzoriek Numb. of pos. sampl.	Min. % v pozitívnych vzorkách Min. % of pos. sampl.	Max. % v pozitívnych vzorkách Max. % of pos. sampl.	Priemerné zastúpenie Average content
granát, garnet	38	31	0,2	7,8	0,8
apatit, apatite	38	4	0,1	0,2	0,15
turmalín, tourmaline	38	25	0,1	0,3	0,2
titanit, titanite	38	2	—	—	0,1
amfibol, hornblende	38	25	0,1	0,9	0,1
biotit, biotite	38	38	0,4	13,9	2,5
chlorit, chlorite	38	38	10,9	83,4	36,0
fosfát, phosphate	38	6	0,1	0,5	0,2
dolomit, dolomite	38	37	13,8	81,6	48,3
rutil, rutile	38	6	0,1	0,2	0,1
staurolit, staurolite	38	4	0,1	0,4	0,2
zirkón, zircon	38	4	0,1	0,2	0,1
epidot, epidote	38	3	0,1	0,2	0,1
pyrit konkr., pyrite concr.	38	26	0,2	17,0	3,6
anatas, anatase	38	1	—	—	0,1
hyperstén, hypersthene	38	7	0,1	0,4	0,3
augit, augite	38	1	—	—	0,1
leukoxén, leucoxene	38	12	0,1	2,5	0,5
pyrit. mikr., pyrite micr.	38	35	0,1	57,2	8,4
limonit, limonite	38	14	0,1	2,3	0,9

*Lenticulina moravica* a planktonické druhy — *Globigerina ouachyaensis* a *G. ciperoensis*. V spodnej časti lučenského súvrstvia bol nájdený indexový druh štandardnej planktonickej zóny P 21 — *Globigerina opima opima* (V. KANTOROVÁ 1975—1980).

Z mäkkýšov je biostratigraficky významnou formou *Captonectes decussatus* opísanou z egeru, druhy: *Yoldia longa*, *Turritella vermicularis*, *Brissopsis otnangensis*, *Lucina submichelotti*, *Codokia haidengeri*, *Ficus conditus* boli opísané zo spodného miocénu, t.j. aj z egeru. Zaujímavá je prítomnosť mladších druhov, a to *Clio triplicata*, ktorý bol doposiaľ opísaný zo sedimentov nie starších ako egenburg, a druh *Laternula fuchsi* — opísaný zo sedimentov otnangu a karpátu (A. ONDREJČKOVÁ 1977).

Spoločenstvá nanoflóry neobsahujú indexové formy 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, zóny NP 25 a NN 1.

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

## Miocén

### Egenburg

Do egenburgu zaraďujeme sedimenty, ktoré J. SENEŠ (in T. BALDI, J. SENEŠ et al., 1975, str. 57—64) považoval za regresívnu fáciu egeru. Pre eger, ako sme už vyššie uviedli, boli používané v minulosti názvy chat, chat-akvitán a akvitán.

### Rozšírenie, hrúbka a vzťah k podložiu

Sedimenty egenburgu budujú Cerovú vrchovinu, ktorá sa tiahne pozdĺž československo-maďarských hraníc (obr. 1, príl. 4). Vystupujú na povrch alebo sú prekryté deluviálnymi a eluviálnymi sedimentami kvartéru s neveľkou hrúbkou.

Cerová vrchovina — vďaka odlišnému litologickému zloženiu (je budovaná pieskovecami) — tvorí morfológickú eleváciu

ležiacu 200—300 m nad Rimavskou kotlinou, ktorá je vyplnená mäkkšími šlírovými sedimentmi lučenského súvrstvia. Hrúbka egenburgu dosahuje približne 250 m.

Egenburg leží konkordantne na lučenskom súvrství egeru. Hranica medzi egerom a egenburgom nie je ostro zvýraznená.

### *Litológia, stratigrafia a faciálny vývoj*

Egenburg v Cerovej vrchovine reprezentuje filakovské súvrstvie. Jeho hlavnou litologickou náplňou vo východnej časti vrchoviny sú tachtianske pieskovce. Ako ďalšie čiastkové litostratigrafické jednotky boli vyčlenené jalovské vrstvy a birinské vrstvy (D. VASS, M. ELEČKO 1982).

Tachtianske pieskovce, ktoré tvoria hlavnú litologickú náplň filakovského súvrstvia je možné rozdeliť na tri litotypy:

**Piesky a rozpadavé pieskovce bez pevných lavíc.** Ležia zvyčajne na báze, ojedinele aj uprostred filakovského súvrstvia.

Na povrch vystupujú j. a jz. od Jesenského, v južnom okolí obce Drňa, v západnom okolí samoty Petreš, západne od Šimonoviec v j. a jz. okolí obce Chramec a sporadicky jz. od Petroviec.

Sú to hnedé, žltohnedé (v zvetranom stave) piesky, resp. slabo tmelené, rozpadavé pieskovce. Sú jemnozrnné a neobsahujú lavice, resp. bochníkové konkrécie pevného pieskovca. Lavice pieskovca, ak sa vyskytnú, sú málo odolné erózii a zvyčajne v stenových odkryvoch netvorí vypreparované a vyčnievajúce polohy. Nespozorovalo sa zvrstvenie, resp. prúdové textúry.

Piesky ležia väčšinou na vápnitých siltoch, resp. siltovcoch lučenského súvrstvia. Prechod nie je ostrý, obyčajne ho sprostredkujú piesčité polohy, ktoré sa objavujú vo vrchnej časti vápnitých siltov lučenského súvrstvia. Priemerné percentuálne zastúpenie piesčitej frakcie dosahuje 83,87 % (15 analýz).

Z prímiesí prevláda najčastejšie silt (10,37 %) nad ilom (5,65 %). Priemerná hodnota stredného zrna  $Md$  sa rovná  $O,113$  mm a  $X\phi$  je 3,742. Priemerné hodnoty koeficientov triedenia sú  $So = 1,793$  a  $\sigma\phi = 1,622$ , čo zodpovedá podľa P. D. TRASKA (1932) dobre triedenému sedimentu a podľa G. M. FRIEDMANA (1962) mierne triedenému sedimentu.

Triedenie je asymetrické, s rozptylom zrn v jemnejších frakciách ako stredné zrn. Krajné hodnoty symetrie ( $Sk\phi$ ) sú 0,018  $\phi$  a 2,328  $\phi$  s aritmetickým priemerom 1,791 a so štandardnou odchýlkou 0,395. Špicatosť histogramu triedenia ( $K\phi$ ) má krajné hodnoty 2,760  $\phi$  a 13,970  $\phi$  s aritmetickým priemerom 7,308 a štandardnou odchýlkou 2,980  $\phi$ . Prevažná väčšina kriviek je leptokurtická a len jedna je mierne platykurtická. Podľa priemernej hodnoty obsahu  $CaCO_3$  (11,91 %) je sediment slabovápnný (porov. tab. 10).

**Rozpadavé pieskovce s lavicami.** Sú najčastejším litotypom tachtianskych pieskovcov a hlavnou horninovou zložkou Cerovej vrchoviny.

Rozpadavé pieskovce sú väčšinou hnedé, žltohnedé (v zvetranom stave), resp. sivé. Mechanickým zásahom sa buď dezintegrujú na jednotlivé zrná, t. j. na piesok, alebo sa odlupujú ako bridličky, ktoré sú viac alebo menej paralelné s plochou, na ktorej boli obnažené (stena, svah, roklina a pod.). Celkom ojedinele sa pri mechanickom porušení trieskovite rozpadávajú (v. od Jestic).

Typickým znakom rozpadavých pieskovcov sú lavice, resp. bochníkové polohy pevného pieskovca. Ako najodolnejšie elementy vystupujú zo stenových odkryvov, niekedy však i zo sutiny, resp. na ich prítomnosť upozorňujú fragmenty lavíc, voľne ležiace na dne roklín alebo na pooraných svahoch. Lavice a bochníky majú nerovné polohy. Hrúbka lavíc koliše od 5 cm do 30 cm, najčastejšie však medzi 15—20 cm. Vzdialenosť medzi lavicami je rôzna, koliše od 0,2 do 1 m, zriedka aj viac metrov. Typický príklad zmeny hrúbky a frekvencie lavíc je znázornený na obr. 5.

Rozpadavé pieskovce s lavicami zvyčajne nemajú rozoznateľnú textúru. V ojedinelých prípadoch však predsa bolo možné textúru rozoznať. Príznamy vnútornej textúry boli pozorované zvyčajne v samotných laviciach pevných pieskovcov, ale i vo vlastných rozpadavých pieskovcoch. Ide o zvrstvenie až lamináciu, spôsobenú objavením vrstvičiek, resp. lamín ílu. Niekedy sú lamíny poprehýbané a nachádzajú sa v nich útržky pelitov, čo dokazuje synsedimentárnu deformáciu a dezintegráciu súvislých lamín.

Najlepšie zachované textúry boli zaznamenané na odkryve v rokli jz. od Hostíc, kde sa našlo malé šikmé zvrstvenie typu a J. R. L. ALLENA (1963), výška zväzku 6 cm. Pod šikmým zvrstvením je laminovaná poloha a nižšie je drobné šošovkovité zvrstvenie: šošovky piesku ponorené v íloch (dĺžka šošoviek 4,5 až 7 cm, výška 0,5 až 0,8 cm).

V rozpadavých pieskovcoch, zvlášť v laviciach pevných pieskovcov je možné niekedy pozorovať zrníčka glaukonitu. Z ostatných minerálnych zložiek je voľným okom dobre viditeľná svetlá sfuda a zrná kremeňa.

Ojedinele sa vyskytujú polohy hrubozrnných pieskovcov s glaukonitom, ktoré plynule prechádzajú do nadložia (pozitívna gradácia) a zriedkavejšie i do podložia (negatívna gradácia). Hrubozrnné

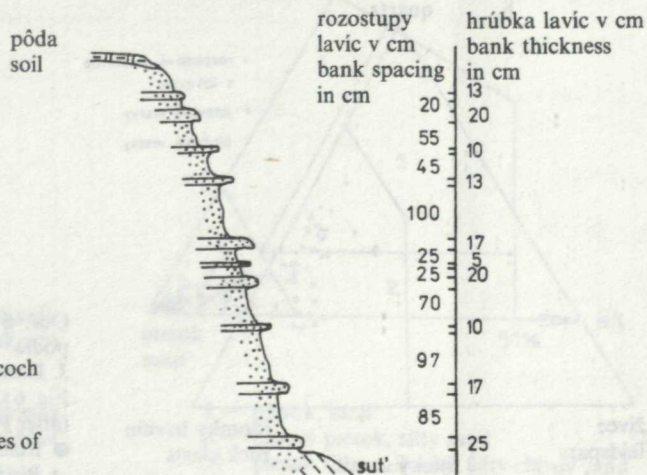
Tabuľka 10 Štatistická charakteristika zrnitosti a vápnitosti fiľakovského súvrstvia — egenburg (tachtianske pieskovce)

A piesky bez lavíc, B rozpadavé pieskovce s lavicami, C jemnozrné piesky so šlírovým habitom

Table 10 Statistic characteristics of grain-size and Ca-content of the Eggenburgian Fiľakovo Formation (Tachty sandstones)

A sandstones without benches, B friable sandstones with benches, C fine-grained sands with schlieren habitus

			Anal.	Min.	Max.	Aritmet. priemer Arith. mean	Štand. odchýl. Stand. deviat.	Variač. koef. Variat. coeff.	Geom. priemer Geom. mean
A	frakcia (%)	štrk, gravel piesok, sand silt íl, clay	15	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
				60,700	97,700	83,886	11,474	13,678	83,102
				1,700	23,800	10,366	6,973	67,269	7,894
				0,500	15,500	5,653	4,816	85,194	3,609
	zrnitostné parametre Trask	Md (mm) So	0,066	0,198	0,113	0,037	33,232	0,107	
			1,270	2,850	1,793	0,366	20,419	1,763	
	Grain-size parameters momentové moment	X fi Sig fi Sk fi K fi	2,330	4,740	3,472	0,684	19,697	3,409	
0,920			2,280	1,622	0,418	25,763	1,570		
1,018			2,328	1,791	0,395	22,057	1,745		
vápnitosť (%) — CA content			10	0,70	24,30	11,31	8,056	69,716	8,101
B	frakcia (%)	štrk, gravel piesok, sand silt íl, clay	61	0,000	4,700	0,095	0,615	647,594	0,000
				69,700	99,100	92,018	7,285	7,917	91,705
				0,700	18,100	5,427	4,284	78,927	4,050
				0,000	14,800	2,331	3,265	140,101	0,000
	zrnitostné parametre Trask	Md (m . m) So	0,067	0,277	0,146	0,046	31,851	0,139	
			1,360	4,610	1,776	0,419	23,608	1,748	
	Grain-size parameters momentové moment	X fi Sig fi Sk fi K fi	1,850	4,360	2,904	0,561	19,322	2,853	
0,850			2,290	1,324	0,348	26,283	1,284		
0,111			2,547	1,618	0,407	25,169	1,536		
vápnitosť (%) — Ca content			59	0,80	38,50	14,668	8,290	56,521	11,794
C	frakcia (%)	štrk, gravel piesok, sand silt íl, clay	8	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
				75,500	98,200	87,412	7,933	9,075	87,096
				2,500	17,700	10,975	5,110	46,564	9,516
				0,200	6,700	3,962	2,358	59,521	2,802
	zrnitostné parametre Trask	Md (m . m) So	0,060	0,142	0,087	0,026	30,922	0,084	
			1,382	2,000	1,701	0,213	12,525	1,689	
	Grain-size parameters momentové moment	X fi Sig fi Sk fi K fi	2,810	4,050	3,561	0,408	11,466	3,539	
0,880			1,720	1,457	0,276	18,959	1,429		
1,332			2,322	1,670	0,320	19,163	1,645		
vápnitosť (%) — Ca content				15,10	33,40	23,487	6,573	27,986	22,682



Obr. 5 Hrúbka a frekvencia lavíc v rozpadavých pieskovcoch fiľakovského súvrstvia S od Gemerských Dechtár

Fig. 5 Thickness and frequency of banks in friable sandstones of the Fiľakovo Formation N of Gemerské Dechtáre

polohy bývajú niekedy šikmo zvrstvené. Ide zvyčajne o malé šikmé zvrstvenie. Hrubo zrnité polohy sú relatívne bohaté na zrníčka glaukonitu, ktoré pieskovcom dodávajú zelenkastý farebný odtieň. S polohami hrubo zrnitých pieskovcov niekedy asociujú ílovito-piesčité laminy.

Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie dosahuje až 92,02 % a z prímiesí prevláda najmä siltová frakcia (5,43 %) nad ílovou (2,33 %). Priemerná hodnota stredného zrna  $M_d$  je 0,146 mm,  $X_\phi = 2,904$ . Priemerné hodnoty koeficientov triedenia  $S_o = 1,776$  a  $\sigma_\phi = 1,324$ , čo zodpovedá podľa P. D. TRASKA (1932) dobre triedenému sedimentu a podľa G. M. FRIEDMANA (1962) sedimentu mierne triedenému.

Triedenie je asymetrické, s rozptylom zrn v jemnejších frakciách, ako je stredné zrno. Krajné hodnoty symetrie ( $Sk_\phi$ ) sú 0,111  $\phi$  a 2,547  $\phi$  a aritmetický priemer je 1,618  $\phi$  so štandardnou odchýlkou 0,407.

Krivka triedenia ( $K_\phi$ ) má krajné hodnoty 3,510  $\phi$  a 13,580  $\phi$  s aritmetickým priemerom 7,637  $\phi$  a štandardnou odchýlkou 2,215  $\phi$ . Histogramy triedenia sú leptokurtické, t.j. majú ostrejšie vrcholy kriviek než histogram normálnej distribúcie zrn (tab. 10 b).

Vápnitosť pieskovcov je premenlivá. Rozpadavé pieskovce sú menej vápnité než lavice pieskovcov (viac karbonátového tmelu). Porovnanie rozdielov vo vápnitosti je uvedené v tab. 11, kde vzorky s označením „a“ zodpovedajú laviciam pieskovcov. Vápnitosť lavíc pieskovca kolíše od 18,2—63,9 % (väčšinou od 20—40 %), v rozpadavých polohách kolíše od 0,8—38,5 % (tab. 10 b) a väčšina je v rozmedzí 8—25 %. Pomer vápnitosti rozpadavých pieskovcov (pevná lavica sa pohybuje od 1 : 1,4 po 1 : 22,1) vo väčšine prípadov sa pohybuje od 1 : 2 až 1 : 4 (tab. 11).

Rozpadavé pieskovce sú slabo vápnité oproti pieskovcom v laviciach, ktoré sú slabo až silne vápnité (v zmysle klasifikácie M. MIŠÍKA 1959, str. 66—67).

Mikroskopickým skúmaním lavíc pieskovcov bolo možné sediment klasifikovať (v zmysle F. J. PETTIJOHNA 1957, a F. J. PETTIJOHN et al. 1976) ako litický arenit (obr. 6). Petrografické zloženie je na tab. 12.

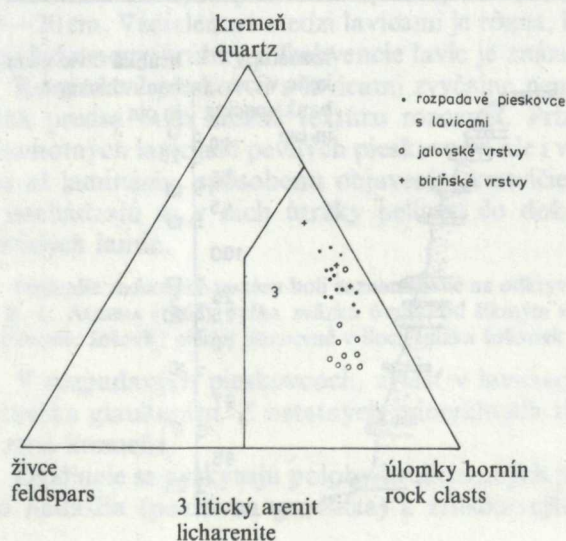
Medzi angulárnymi až oválnymi zrnkami kremeňa sa nachádzajú aj korodované zrnká, predpokladane vulkanického pôvodu. Úlomky hornín reprezentujú zrnká kremenca, rohovca, kvarcitu, vápenca, metamorfítov, rádiolaritov, lyditov a granitoidov. Živce reprezentujú plagioklasy, ortoklas a mikroklin. Vulkanogénnu prímies popri korodovanom kremeň reprezentujú stopové množstvá hyperstenu a úlomky vulkanických hornín. Štruktúra horniny je psamitická, nerovnomerne zrnitá, s bazálnym, resp. pórovitým tmelom. Tmel je prevažne karbonátový, ojedinele limonitový a kremitý (J. DANILLOVÁ 1980).

V ťažkej frakcii (tab. 13) prevláda granát, pričom vulkanogénne minerály sú zriedkavé a chýbajú minerály vyšších metamorfových zón s výnimkou distenu. Asociácie sú podobné asociáciám ťažkých minerálov lučenského súvrstvia (M. MARKOVÁ ústne oznámenie).

Celkové petrografické rozbor pieskovcov upozorňujú na to, že v zdrojovej oblasti boli kedysi prítomné kyslé (i neovulkanické) aj bazické magnetické horniny, metamorfity, ale i sedimentárne horniny, najmä karbonáty a pod.

Jemnozrnité piesky až pieskovce so šlirovým habitom. Vyskytujú sa uprostred filakovského súvrstvia — napr. j. od Gemerských Dechtárov, v. od Jastíc a v okolí Petroviec. Ich výskyt smerom do hĺbky sa zväčšuje, v dôsledku čoho sa zastiera litologická hranica medzi lučenským a filakovským súvrstvom.

Jemnozrnité piesky — pieskovce makroskopicky pripomínajú siltovce lučenského súvrstvia. Majú sivú, modrosivú, hnedosivú až žltouhnedú (v zvetranom stave) farbu. Piesčitá a siltová frakcia tvoria laminky, čo spolu s bridličnatým rozpadom dáva hornine charakter šlíru. Často sa v nej vyskytuje svetlá sfuda. Niektoré polohy sú pelitickejšie, takže prechádzajú až do ílových pieskov. Pomerne zriedka sa v hornine vyskytujú pevné lavičky, hrubé 10—15 cm.



Obr. 6 Genetická klasifikácia pieskovcov filakovského súvrstvia podľa F. J. PETTIJOHNA, R. POTTER, R. SIEVER 1976, zostavila J. DANILLOVÁ)

Fig. 6 Genetic classification of the Filakovo Formation sandstones (after PETTIJOHN, POTTER, SIEVER 1976, compiled by J. DANILLOVÁ)  
 ● friable sandstones with banks      ○ Jalová samota Member  
 + Biriň Member

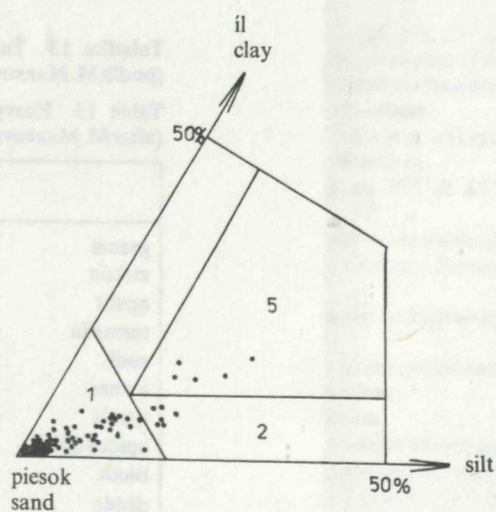


Tabuľka 11 Vápnitosť dvojice pevná lavica — rozpadavý pieskovec (v rozpadavých tachtianskych pieskovcoch, fiľakovské súvrstvie)  
 Table 11 Ca-content of the solid bank friable sandstone couple (in Tachty sandstones, Fiľakovo Formation)

Číslo vzorky Number of sample	CaCO <sub>3</sub> %	Pomer Ratio	Číslo vzorky Number of sample	CaCO <sub>3</sub> %	Pomer Ratio
1. J-1a* 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

\* Vzorka s označením „a“ zodpovedá lavici pieskovca

\* The sample marked with „a“ corresponds to a sandstone bank



Obr. 7 Trojuholníkový nomenklatorický diagram pre zmesné sedimenty piesok-silt-íl (podľa GORSLINE 1960) — rozpadavé pieskovce bez lavíc a s lavicami fiľakovského súvrstvia (egenburg)

Fig. 7 Triangular nomenclative diagram for mixture sediments sand-silt-clay (after GORSLINE 1960) — friable sandstone without and with banks of the Fiľakovo Formation (Eggenburgian)

- 1 — piesok, sand
- 2 — siltový piesok, silty sand
- 5 — piesok siltovo-ílovitý, silty-clayey sand

Tabuľka 12 Petrografické zloženie pieskovcov egenburgu (podľa J. DANILLOVEJ)

Table 12 Petrographic composition of Eggenburgian sandstones (after DANILLOVÁ)

	Č. vzorky Number of sample	Kremeň Quartz	Živce Feldspars	Úlomky hornín Rock clasts	Tmel Cement	Prázdne dutiny Empty pores	Glaukonity Glauconite	Granáty Garnets	Sfudy Micas
fiľakovské 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	RM-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	RM-5,2	1,3	2,5
	H-108a	24,0	3,2	27,5	31,4	1,3	RM-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	28,98	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	—

RM – rudné minerály

RM – Ore minerals

Tabuľka 13 Ťažké minerály fiľakovského súvrstvia (podľa M. MARKOVEJ)

Table 13 Heavy minerals of Fiľakovo Formation (after M. MARKOVÁ)

	(%)	Ø
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

PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA EGENBURGU  
RIMAVSKÁ KOTLINA - CEROVÁ VRCHOVINA (vých.časť)

VYSVETLIVKY

PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

Oblasti erózie a denudácie

OBLASTI KONTINENTÁLNE

1 - relatívne strmý reliéf

Oblasti sedimentácie

OBLASTI MORSKÉ

2 - plytkomorské (litorál, plytký sublitorál)

3 - predpokladaná plytkomorská, príp. kontinentálna

GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

4 - prevládajú sedimenty (T - trias, J - jura, K - krieda, M - mezozoikum vcelku)

5 - prevládajú metamorfity (C - karbon, P - perm)

LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

6 - rozpadavé pieskovec s lavicami

7 - šikmozvrstvené pieskovec s glaukonitom

OSTATNÉ SYMBOLY

8 - dnešný okraj rozšírenia sedimentov egenburgu

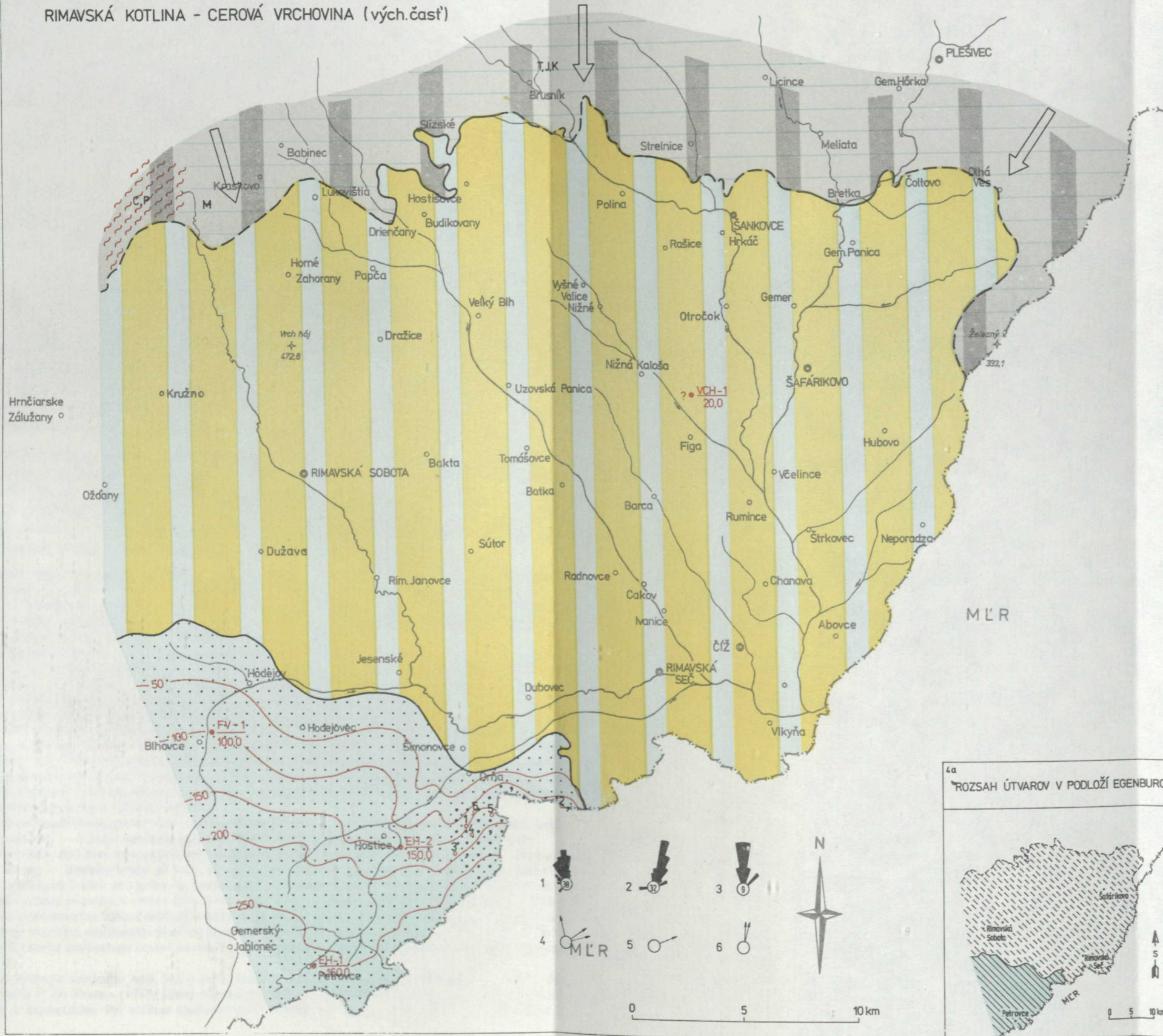
9 - predpokladaný okraj rozšírenia sedimentov egenburgu

10 - 50 - izolinie hrúbky v metroch

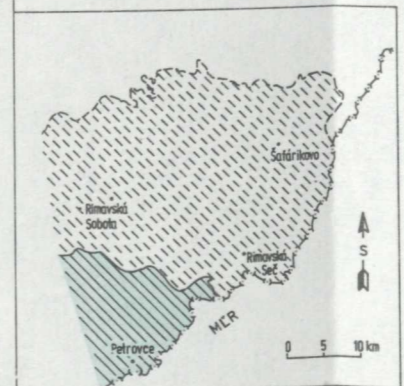
11 - predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

12 - EH-2 150,0 - označenie vrtu hrúbka egenburgu v metroch

13 - 5 - prúdové textúry



4a ROZSAH ÚTVAROV V PODLOŽÍ EGENBURGU

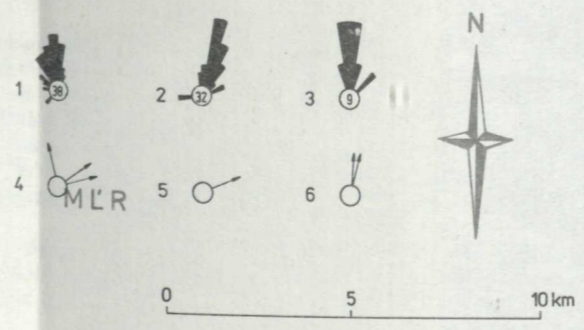


Vysvetlivky

1 - rozsah sedimentov egenburgu

2 - sedimenty egeru

3 - sedimenty egeru v oblasti predpokladaného rozšírenia egenburgu



Vo vrtoch EH-1 a EH-2 (pri Petrovcich, resp. pri Hosticiach) boli pozorované textúry: vlnité a šošovkovité zvrstvenie (šošovky pieskov) a drobné flaserové zvrstvenie. V niektorých polohách boli textúry deformované, laminy sa popretáhali a boli tu nájdene zvyšky útržkov pelitov. Takýto typ textúry svedčí o synsedimentárnom sklzávaní.

Zrnitostné rozboru ukázali (tab. 10), že aj keď má hornina makroskopický charakter šlirov, piesčitá frakcia (87,41 %) prevláda vysoko nad siltovou (10,97 %) a ilovou (3,96 %). Priemerná hodnota stredného zrna  $Md = 0,087$  mm a  $X\phi = 3,561$ , koeficient triedenia je  $So = 1,701$  a  $\sigma\phi = 1,457$ , čo zodpovedá podľa P. D. TRASKA (1932) dobre triedenému sedimentu a podľa G. M. FRIEDMANA (1962) mierne triedenému sedimentu. Triedenie je asymetrické, s rozptylom zrn v jemnejších frakciách ako stredné zrno. Krajné hodnoty asymetrie ( $Sk\phi$ ) sú 1,332 a 2,332 s aritmetickým priemerom 1,670 a so štandardnou odchýlkou 0,320. Krajné hodnoty krivky triedenia ( $K\phi$ ) sú 4,360 a 9,710 s aritmetickým priemerom 6,640 a so štandardnou odchýlkou 2,095, t.j. krivky sú leptykurtické. Sediment je slabo vápnitý (priemerná hodnota  $CaCO_3$  je 23,487 %).

Piesky a pieskovce troch opísaných litotypov filakovského súvrstvia zodpovedajú v zrnitostnej nomenklatúre (D. S. GORSLINE in P. E. CARVER et al. 1971, str. 113) prevažne pieskom a iba menšia časť analyzovaných vzoriek zodpovedá siltovým a siltovo-ilovým pieskom (obr. 7).

Organické zvyšky v tachtianskych pieskovcoch sú vzácne a mäkkýše sú veľmi zriedkavé.

Bohatší výskyt bol zaznamenaný v siltovcovo-jemnopiesčitej polohe vo vrte EH-2, jv. od Hostíc: *Lentipeecten corneum denudatum*, *Tellina (Moerela) postera*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Nucula nucleus*, *Venericardia scalaris*, *Cavilucina droueti wolffi*, *Thyasira* sp., *Corbula* sp., *Cavilucina* sp. Uvedené druhy majú široký stratigrafický rozsah, od oligocénu, resp. od egeru po bádén (A. ONREJČKOVÁ 1980).

Zloženie foraminiferových spoločenstiev, ktoré spracovala V. KANTOROVÁ in D. VASS et al. 1980, je veľmi podobné asociáciám egeru, menovite lučenského súvrstvia Rimavskej kotliny. V spoločenstvách sa však našli aj mladšie miocénne druhy: *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina praebuloides*, *Globigerinoides* sp., *Uvigerina parviformis*. *U. parkeri breviformis* a *U. bononiensis primiformis*.

V spoločenstvách vápenatej nanoflóry popri druhoch vyskytujúcich sa v egeri Rimavskej kotliny existujú aj mladšie druhy, medzi nimi indexový druh zóny NN-2 *Discoaster druggi*, ale aj sprievodné druhy tejto zóny (R. LEHOTAYOVÁ in D. VASS et al. 1980).

Stratigrafické zaradenie filakovského súvrstvia k egenburgu má svoje opodstatnenie hlavne preto, že sa tu nachádza nanoflóra zóny NN-2 a spodnomiocénne foraminifery.

Jalovské vrstvy. Vytvárajú svahy kopcov Cerovej vrchoviny j. a jv. od obce Drňa, j. od obce Chramec, v blízkosti štátnych hraníc s MLR. Najtypickejšie sú vyvinuté v doline Jalová samota (tab. IV, obr. 2). Ležia buď nad tachtianskymi pieskovcami, alebo sa s ním laterálne zastupujú. Ide o pieskovce a rozpadavé pieskovce s glaukonitom s polohami drobnozrnného zlepenca. Nachádzajú sa v nich aj pevné lavice, ale na rozdiel od ostatných litotypov filakovského súvrstvia sú zvrstvené do veľkých šikmých zväzkov (tab. V, obr. 1), (tab. VI, obr. 1, 2).

Vrstvenatosť v šikmých zväzkoch je veľmi výrazná a hrúbka vrstvičiek dosahuje 4–7 cm, ojedinele, u veľmi vysokého zväzku šikmého zvrstvenia je hrúbka 7–17 cm. Vrstvičky majú internú textúru: pozitívne, gradačné zvrstvenie (tab. V, obr. 2). Spodná časť vrstvičky je hrubozrnná až drobnozlepenčová s valúnikami o priemere približne 1 cm, max. 2 cm. Hrubozrnná bazálna časť vrstvičky má obvykle plochošošovkovitý tvar (dĺžka 35 až 65 cm), smerom dole vypuklý, hore plochý. Textúra pripomína textúru „sand flow“ (sklzávanie zrn piesku po zveternom, t.j. strmšom svahu duny).

Zväzky šikmého zvrstvenia mávajú na báze ostré švy a často sa jednotlivé zväzky navzájom pretínajú. Výška zväzkov sa pohybuje od 2,2 do 12,6 m. Bazálna časť zväzku býva pevnejšia a prečnieva zo steny odryvu ako rimsa. Hrúbka takýchto lavíc dosahuje až 60 cm, v priemere 15–25 cm. Lavice pevného pieskovca sa nachádzajú niekedy aj uprostred zväzkov šikmého zvrstvenia, v takom prípade sú však zvyčajne tenšie (2–7, príp. až 20 cm). Vzdialenosti medzi lavicami sú 15–40 cm.

Šikmo zvrstvené pieskovce sú miestami narezané eróznymi kanálmi. Jeden z takýchto kanálov narezáva pieskovce odkryté 1 km jz. od Jalovej samoty a je široký viac než 30 m a hlboký až 4,2 km. Vyplnený je šikmozvrstvenými pieskovcami.

Smer sklonu zväzkov šikmého zvrstvenia sa pohybuje od 320° do 14°, t.j. smer sklonu je orientovaný na SSZ až SSV a prevláda sklon k S. Veľkosť sklonu sa pohybuje medzi 10°–34° prevládajú väčšie sklony 20°–25° a 30°–34°.

Tenké šošovkovité polohy drobných zlepenčov majú hrúbku do 3 cm. Rozptýlené, dobre zaoblené valúniky sa nachádzajú ojedinele v pieskovcoch, a ako sme už spomenuli, často na bazách zväzkov šikmého zvrstvenia. Sú to valúniky rohovcov čiernej, hnedej a tmavozelenej farby a valúniky kremeňa.

Vo vyšších polohách profilu pieskovcov, v miestach bez šikmého zvrstvenia vyskytujú sa ostrohranné, izometrické fragmenty pelitov (s priemerom 1–1,2 cm, ojedinele až 8 cm). Prítomné sú aj laminy pelitov — siltov dvoch typov:

— laminky tenké do 1 mm, koncentrované v polohách hrubých približne 5 cm, striedajúcich sa s pieskovcovými polohami, hrubými do 20 cm; — laminky hrubé až 1 cm, sú vnútornou textúrou, ktoré sú nepravidelne rozptýlené v hornine.

Zrnitosť jalovských vrstiev ako celku sa zmenšuje od bázy smerom hore. Ich maximálna hrúbka je asi 120 m.

Zrnitostné rozboru jalovských vrstiev (tab. 14) ukázali, že sú hrubozrnejšie ako ostatné pieskovce filakovského súvrstvia, čo sa prejavuje prítomnosťou frakcie drobného štrku (bola zistená takmer pri polovici analyzovaných vzoriek maximálny obsah 6,7 %) dosahuje vysokým zastúpením piesčitej frakcie (97,79 %) na úkor frakcie siltu (1,22 %) a ilu (0,08 %), pričom 59,3 % analyzovaných vzoriek neobsahuje ilovú frakciu. V názvoslovnom zrnitostnom diagrame sa jalovské vrstvy premietajú do poľa piesku (obr. 8).

Priemerná hodnota stredného zrna  $Md = 0,312$  mm a  $Xfi = 2,230$ . Koeficient triedenia  $So$  je 2,10 a sigma  $fi = 1,242$ , čo zodpovedá podľa P. D. TRASKA (1932) dobre triedenému sedimentu a podľa F. G. FRIEDMANA mierne triedenému sedimentu.

Triedenie je asymetrické. Pri väčšine analyzovaných vzoriek bol rozptyl zrn v jemnejších frakciách ako stredné zrno,

Tabuľka 14 Štatistická charakteristika zrnitosti a vápnitosti pieskocov  
A – jalovských vrstiev, B – biriňských vrstiev (egenburg)

Table 14 Statistic characteristics of grain-size and Ca-content in sandstones  
A – Jalová samota Member, B-Biriň Member (Eggenburgian)

A

			Anal.	Min.	Max.	Aritm. priemer	Štandard. odchýlka	Variač. koef.	Geometr. priemer
			Anal.	Min.	Max.	Arithm. mean	Standard deviation	Variation coeff.	Geometr. mean
frakcie (%) fraction (%)		štrk gravel		0,000	6,700	0,751	1,500	199,622	0,000
		piesok sand		93,000	99,500	97,785	1,524	1,559	97,773
		silt		0,000	5,000	1,222	1,000	81,860	0,000
		íl clay	27	0,000	0,400	0,077	0,112	144,115	0,000
zrnitostné parametre grain-size parameters	Trask	Md (mm)		0,213	0,528	0,312	0,064	20,677	0,307
		So		1,522	7,641	2,101	1,123	53,484	1,978
	momentová moment	Xfi		0,920	2,230	1,702	0,272	15,980	1,678
		Sigfi		0,750	1,880	1,242	0,205	16,561	1,226
		Skfi		-0,732	1,612	0,864	0,434	50,285	0,000
Kfi		3,020	7,650	4,430	1,146	25,311	4,410		
vápnitosť pieskocov Ca-content in sandstones			23	0,60	7,00	3,844	2,061	53,619	3,164
vápnitosť lavíc Ca-content in bank			3	11,25	34,12	23,63			

B

			Anal.	Min.	Max.	Aritm. priemer	Štandard. odchýlka	Variač. koef.	Geometr. priemer
			Anal.	Min.	Max.	Arithm. mean	Standard deviation	Variation coeff.	Geometr. mean
frakcie (%) fraction (%)		štrk gravel		0,000	18,000	5,300	7,847	148,062	0,000
		piesok sand		68,100	99,400	87,260	11,788	13,509	86,568
		silt		0,600	11,100	6,000	3,756	62,616	4,300
		íl clay	5	0,000	7,200	1,440	3,219	223,606	0,000
zrnitostné parametre grain-size parameters	Trask	Md (mm)		0,260	0,376	0,307	0,042	13,730	0,305
		So		1,450	2,450	1,798	0,437	24,323	1,758
	momentová moment	Xfi		1,410	2,250	1,789	0,312	17,372	1,776
		Sigfi		1,180	2,950	1,646	0,737	44,808	1,545
		Skfi		0,470	0,955	0,721	0,176	24,412	0,702
Kfi		3,210	4,460	3,802	0,479	12,618	3,777		
vápnitosť pieskocov Ca-content in sandstones			3	4,30	5,27	4,843	0,495	10,228	4,825

v ojedinelých prípadoch bol rozptýl v hrubších frakciách. Krajné hodnoty asymetrie (Sk fi) sú  $-0,732$  fi a  $1,612$  fi s aritmetickým priemerom  $0,864 \phi$  a so štandardnou odchýlkou  $0,434$ .

Krajné hodnoty histogramu triedenia (K fi) sú  $3,020$  a  $7,650$  s aritmetickým priemerom  $4,530$  a štandardnou odchýlkou  $1,146$ , t.j. krivky sú leptykurtické, v ojedinelých prípadoch blízke „normálnej“ krivke (t.j. hodnote 3).

Rozpadavé polohy jalovských vrstiev nie sú vápnité (priemerné zastúpenie  $\text{CaCO}_3$  je  $3,844\%$ \*, zatiaľ čo priemerná vápnitosť pevných lavíc je  $23,63\%$ .

Podľa výsledkov mikroskopického štúdia pieskovce je možné zaradiť do skupiny litických arenitov (obr. 6; J. DANILLOVÁ 1980). Petrografickým zložením (tab. 12) sa pieskovce jalovských vrstiev podobajú ostatným pieskovcom filakovského súvrstvia, majú však zvýšený podiel úlomkov hornín a prevláda v nich karbonátový tmel.

Asociácia ťažkých minerálov (M. MARKOVÁ ústne oznámenie), sa tiež podobá asociáciám z ostatných pieskovcov filakovského súvrstvia (tab. 15), ale je obohatená o vysokometamorfný minerál sillimanit.

Paleontologický obsah jalovských vrstiev je veľmi chudobný. Ojedinele sa našli úlomky makrofauny (*Ostrea* sp. *Pecten* sp.) a v jednom výplave aj redeponované fragmenty foraminifer a rádiolárií.

Stopy po organizmoch reprezentujú rovné a rúrkovité ohnuté útvary, dlhé  $0,5-3,8$  cm. Pre zriedkavý výskyt týchto organických zvyškov sa nemožno k veku vrstiev jednoznačne vyjadriť. Je však nesporné, že uvedené vrstvy ležia v nadloží rozpadavých pieskovcov s lavicami filakovského súvrstvia, prípadne laterálne do nich prechádzajú, čo nás oprávňuje zaradiť jalovské vrstvy do egenburgu.

Birinské vrstvy. — Treba ich chápať ako neformálnu litostratigrafickú jednotku, vymedzenú predbežne. Vzhľadom na nedokonalú odkrytosť terénu nie je vylúčené, že v budúcnosti budeme birinské vrstvy pričleňovať k jalovským vrstvám. Budujú vrcholy Petrovskej pahorkatiny v Cerovej vrchovine na čsl.-maďarských hraniciach. Vystupujú spolu s jalovskými vrstvami, avšak birinské vrstvy ležia v ich nadloží, príp. do nich laterálne prechádzajú. Budujú vrcholy kopcov Biriň (k. 395), podľa ktorého dostali názov, Ōzberc (Srnie k. 385), ako aj hrebeň, ktorý ich spája, t.j. Pohanský vrch a hrebeň, tiahnúci sa východným smerom, pozdĺž štátnych hraníc s MER.

Vyvíjajú sa postupne z jalovských vrstiev opätovným hrubnutím zrna pieskovcov. Hrúbka birinských vrstiev je  $115$  m.

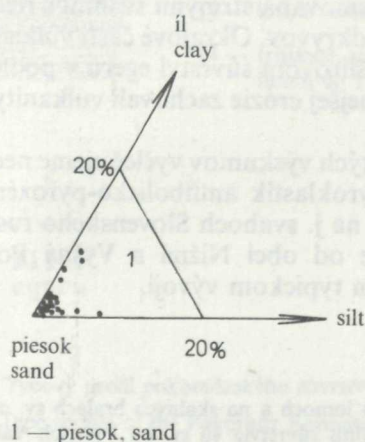
Birinské vrstvy sa litologicky podobajú jalovským vrstvám, ale šikmé zvrstvenie je v nich vyvinuté podradnejšie, sú aj menej odolné voči erózii a tým je dané, že netvoria stenové odkryvy.

Birinské vrstvy sú hrubo- a strednozrnné rozpadavé pieskovce s lavicami pevného pieskovca a šošovkovitými polohami drobnozrnných zlepenčov. Pieskovce sú hnedé, zelenohnedé a sivozelené. Zelený farebný odtieň im dáva glaukonit, viditeľný voľným okom. Zvrstvenie pieskovcov je menej výrazné než v predchádzajúcich vrstvách a šikmé zvrstvenie je ojedinelé.

Tabuľka 15 Ťažké minerály A — jalovských, B — birinských vrstiev — egenburg (podľa M. MARKOVEJ)

Table 15 Heavy minerals of A — Jalová samota Member, B — Biriň Member (Eggenburgian)

	A	B
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	—



Obr. 8 Trojuholníkový nomenklatorický diagram pre zmesné sedimenty piesok-silt-il (podľa GORSLINE 1960) — jalovské vrstvy (egenburg)

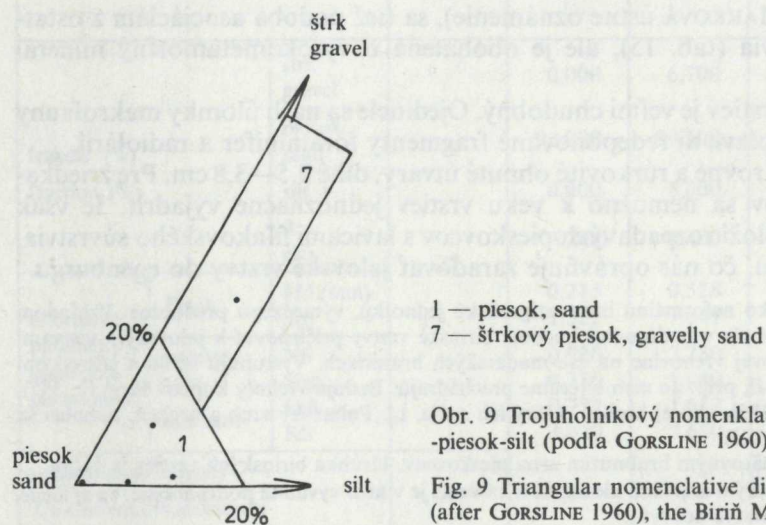
Fig. 8 Triangular nomenclative diagram for mixture sediments sand-silt-clay (after GORSLINE 1960) — the Jalová samota Member (Eggenburgian)

Na zriedkavých odkryvoch sa našli ojedinelé zväzky šikmého zvrstvenia, ktoré sa ukláňa k S, SZ, SSV pod uhlom 15° až 35°; výška jedného z týchto zväzkov je asi 0,5 m.

V pieskovcoch sú rozptýlené valúniky, ktoré tvoria aj šošovkovité polohy, hrubé niekoľko cm. Ide o valúniky kremeňa a tmavého rohovca, ktoré dosahujú priemer 1,7 cm. Podrobnejší opis pre nedostatočnú odkrytosť terénu nie je možné uviesť.

Prehľad o zrnitosti a vápnitosti vrstiev uvádza tab. 14. Na názvoslovnom diagrame sa premietajú do poľa piesku, resp. štrkového piesku (obr. 9). Rozpadavé polohy pieskovcov sú nevápňité (do 5 % CaCO<sub>3</sub>), lavice sú až silne vápnité (do 45,3 %). Podľa petrografických rozborov (J. DANILLOVÁ 1980) birinské pieskovce patria do skupiny litických arenitov (obr. 6, tab. 12). Asociácia ťažkých minerálov sa podobá jalovským vrstvám (M. MARKOVÁ ústne oznámenie, tab. 15).

V birinských vrstvách sa nenašla žiadna fauna, na základe ktorej by sa mohli vekovo zaradiť. Vrstvy však vystupujú v nadloží tachtianskych pieskovcov, resp. jalovských vrstiev, ktoré zaraďujeme do egenburgu. Na základe superpozície teda považujeme aj birinské vrstvy za egenburg.



## Stredný miocén

J. LEXA

Stredný miocén reprezentujú neovulkanity. Vystupujú v sz. časti regiónu, vytvárajúc eróziou rozčlenenú náhornú plošinu v nadmorskej výške 470—500 m, ktorá je lemovaná strmými svahmi s relatívnou výškou 100—150 m. V nich sa vyskytuje väčšina prirodzených odkryvov. Okrajové časti vulkanického komplexu sú silne narušené početnými kryhovými zosuvmi na šlirovom súvrství egeru v podloží. Na južných svahoch Slovenského rudohoria sa v dôsledku intenzívnejšej erózie zachovali vulkanity len vo forme izolovaných reliktoch malého rozsahu.

Na základe vykonaného geologického mapovania a litologických výskumov vyčleňujeme neovulkanity tejto oblasti, ktorú reprezentuje súvrstvie epiklastík a pyroklastík amfibolicko-pyroxénických a pyroxénických 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 s. od Rimavskej Soboty, v okolí ktorých je súvrstvie vo svojom typickom vývoji.

### Stratotypy

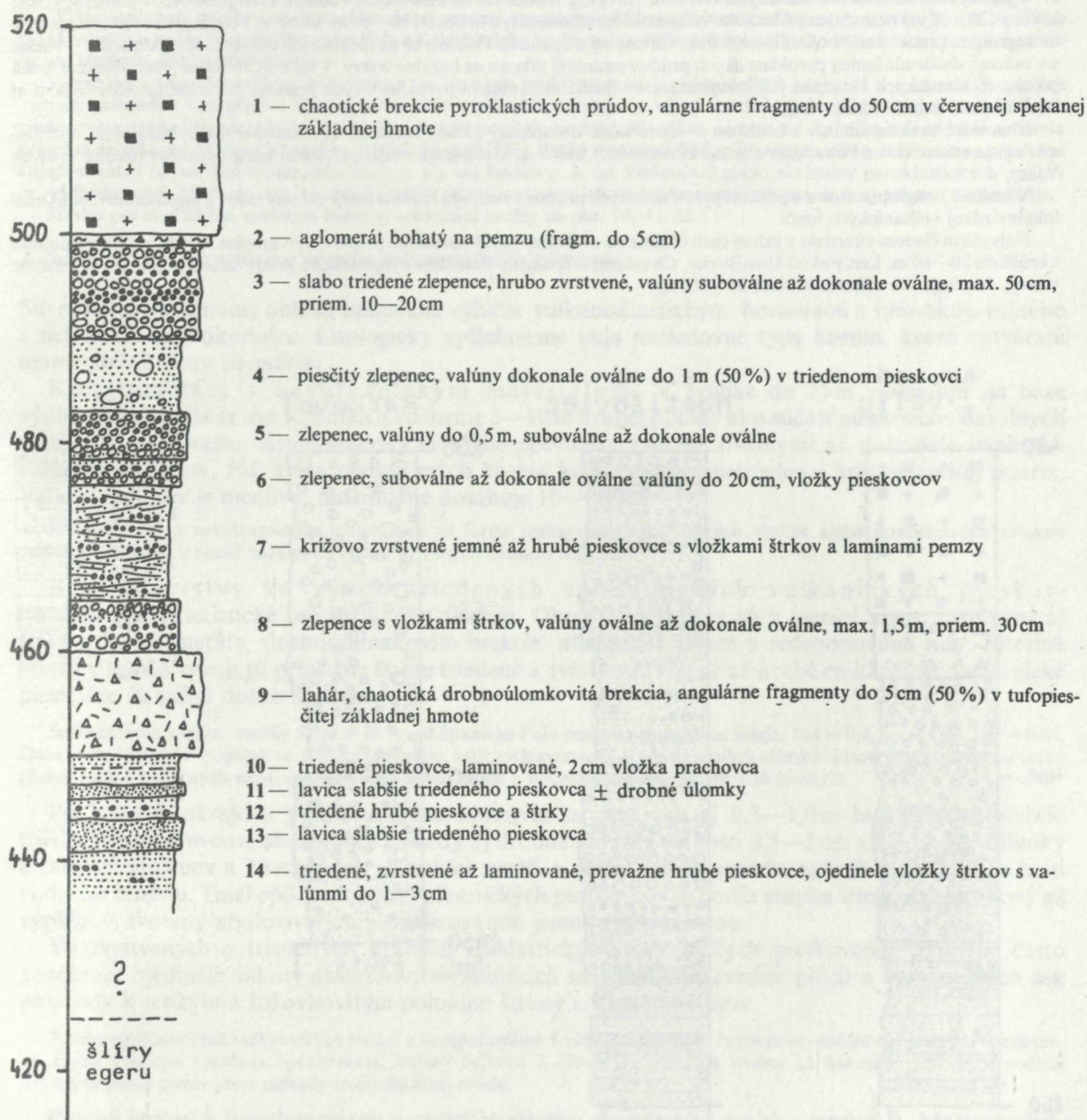
Za typový profil pokoradzského súvrstvia považujeme odkryvy v opustených lomoch a na skalných bralách sv. od Vyšnej Pokoradze (obr. 10). Doplnujúce profily charakterizujúce litologickú variabilitu súvrstvia sú sv. od Vyšných Valíc, s. od Hostišoviec a z. od Ratkovej (obr. 11).

### Rozšírenie, hrúbka, vzťah k podložíu

Súvrstvie je súvislejšie rozšírené sz., s. a sv. od Rimavskej Soboty, v oblasti medzi obcami Hrachovo, Pokoradz, Veľký Blh, Valice, Polina, Španie Pole, Kyjatice a Rimavská Baňa (príl. 5). Severnejšie, na južných svahoch Slovenského rudohoria, je súvrstvie v dôsledku intenzívnejšej erózie zachované len v izolovaných reliktoch malého rozsahu, na území z. a jv. od Ratkovej, v okolí Rybníka a s. od Višňového.

Hrúbka súvrstvia dosahuje v južnej časti 100—200 m, ale len 20—60 m v izolovaných reliktoch v severnej časti.

Pokoradzské súvrstvie leží v južnej časti územia na šíroch egeru s výrazne plochým povrchom, v severnej časti územia na horninách mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika s vyvinutým reliéfom. Súvrstvie tu vystupuje prevažne ako reliktly výplne paleoúdolí sj. a sz.-jv. smeru. V nadloží pokoradzského súvrstvia sa mladšie horniny už nenachádzajú.



Obr. 10 Typový profil pokoradzského súvrstvia

Fig. 10 Type profile of the Pokoradz Formation NE of Vyšná Pokoradz

1 — chaotic breccia of pyroclastic flows, angular fragments to 50 cm in red matrix, 2 — pumice-rich agglomerate (fragments up to 5 cm), 3 — poorly sorted conglomerates thick-bedded, sub-oval and oval pebbles to 50 cm, 10—20 cm in diameter, 4 — sandy conglomerate, oval pebbles up to 1 m (50 %) in sorted sandstones, 5 — conglomerate, pebbles up to 0,5 m, suboval to oval, 6 — conglomerate, suboval to oval pebbles up to 20 cm, sandstone intercalations, 7 — cross-bedded fine to coarse sandstones with gravel intercalations and pumice laminae, 8 — conglomerates with gravel intercalations, pebbles oval, up to 1,5 m, mean 30 cm, 9 — lahar, chaotic fine-clastic breccia, angular fragments to 5 cm (50 %) in tuff-sandy matrix, 10 — sorted laminated sandstones, 2 cm siltstone intercalation, 11 — bank of partly sorted sandstone ± fine clasts, 12 — sorted coarse sandstones and gravels, 13 — bank of poorly sorted sandstone, 14 — sorted bedded and laminated mostly coarse sandstones, isolated gravel intercalations with pebbles up to 1—3 cm.



### Stavba pokoradzského súvrstvia

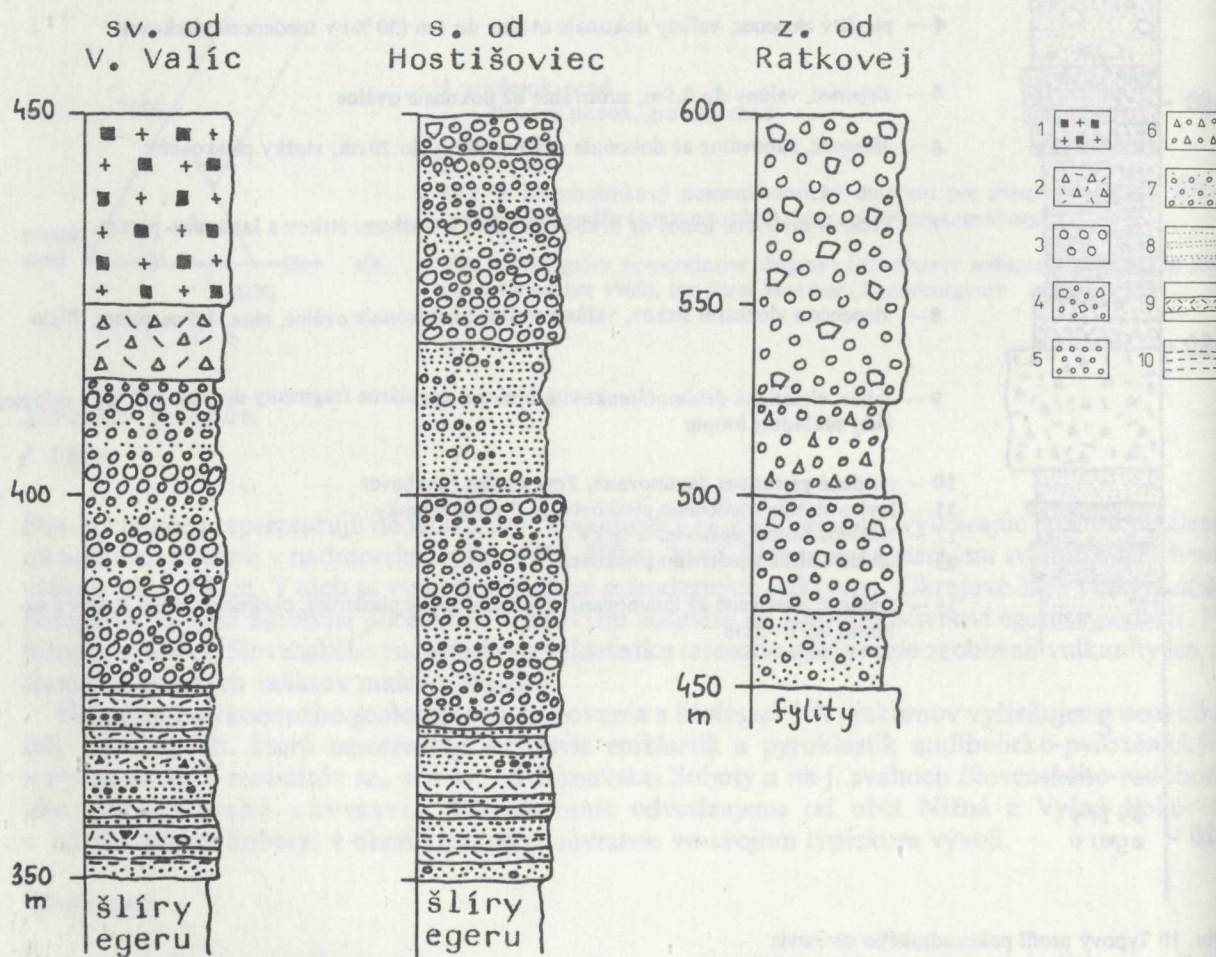
Stavba súvrstvia nie je jednotná na celom území, ale mení sa v závislosti od podmienok vzniku a zdrojov materiálu.

V južnej časti územia nad bazálnymi vrstvami vo vývoji triedených epiklastických vulkanických pieskocov pomerne veľkej hrúbky (20—60 m) nasledujú epiklastické vulkanické konglomeráty s hrúbkou 10—60 m, ktoré sú s bazálnymi vrstvami spojené litologickými prechodmi. V okolí Hostišoviec, Chvalovej a Španieho Poľa nie sú na niekoľkých miestach konglomeráty vyvinuté a v sukcesii ďalšie uloženiny pyroklastických prúdov nasadajú priamo na bazálne vrstvy. V tej istej oblasti sa však objavuje tenká poloha epiklastických vulkanických konglomerátov medzi uloženinami pyroklastických prúdov, prípadne sa môže objaviť aj v ich nadloží (s. od Hostišoviec).

Chaotické brekcie lahárov s hrúbkou 5—20 m majú obmedzený plošný rozsah a sú situované medzi bazálnymi vrstvami a konglomerátmi (s. od Pokoradze a jv. od Hostišoviec), alebo sa nachádzajú medzi polohami konglomerátov (okolie Vyšných Valíc).

V nadloží konglomerátov a v podloží pyroklastických prúdov vystupujú lokálne tenké polohy tufov a aglomerátov, indikujúc lokálny zdroj vulkanických hmôt.

Najvyšším členom súvrstvia v južnej časti územia sú uloženiny pyroklastických prúdov, vytvárajúce súvislú, mohutnú polohu s hrúbkou 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.



Obr. 11 Litologické profily pokoradzského súvrstvia

1 — chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 2 — chaotické brekcie lahárov, 3 — hrubé zlepence, 4 — hrubé zlepence až brekcie, 5 — jemné zlepence, 6 — jemné zlepence až brekcie, 7 — netriedené pieskocce a zlepence, 8 — triedené pieskocce, 9 — lavice slabšie triedených pieskocov, 10 — laminy prachocov

Fig. 11 Sections of the Pokoradz Formation

1 — chaotic breccias of pyroclastic flows, 2 — chaotic breccias of lahars, 3 — coarse conglomerates, 4 — coarse conglomerates-breccias, 5 — fine conglomerates, 6 — fine conglomerates-breccias, 7 — unsorted sandstones and conglomerates, 8 — sorted sandstones, 9 — banks of poorly sorted sandstones, 10 — siltstone laminae

Severovýchodne od Pokoradze boli identifikované 3 neky explozívneho typu, v jednom prípade v kombinácii so žilou andezitu.

V strednej časti územia sa nachádza súvrstvie menšej hrúbky a objavujú sa prvky, ktoré indikujú uloženie na nerovnom reliéfe podložia. Bazálne vrstvy, hrubé 10—30 m, sú tu prevažne vo vývoji epiklastických vulkanických pieskov a konglomerátov. Vyššie vystupujú polohy konglomerátov, ktoré severným smerom vykľujú. Vrchnú časť súvrstvia vytvárajú buď uloženy pyroklastických prúdov (okolie Španieho Poľa a Kyjatic) alebo hrubé epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov (jz. od Hrušova, okolie obce Slizké).

V severnej a severovýchodnej časti územia má súvrstvie znaky uloženia v paleoúdoliach sz.-jv. až s.-j. smeru. V osových častiach paleoúdolí vystupujú v spodnej časti súvrstvia bazálne vrstvy vo vývoji netriedených epiklastických vulkanických pieskovcov a drobnoulomkovitých brekcií alebo konglomerátov, hrubých 30—40 m, a len sz. od Rybníka boli na báze súvrstvia zistené aj nevulkanické štrky a konglomeráty (M. MAHEĽ 1953). Vyššie vystupujú buď epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov (z. od Ratkovskej Zdychavy, z. a j. od Ratkovej, s. od Višňového) alebo uloženy pyroklastických prúdov (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. 10, 11, 12.

### *Litologická charakteristika hornín pokoradzského súvrstvia*

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

**Konglomeráty s nevulkanickým materiálom.** V hrúbke do 25 m vystupujú na báze výplne paleoúdolia sv. od Rybníka a vo forme 5—10 m hrubej polohy ako súčasť pieskovcov bazálnych vrstiev sz. od Dražíc. Konglomeráty sú slabo spevnené, tvorené oválnymi až dokonale oválnymi valúnmi andezitov, žúl, kremencov a iných hornín kryštalinika v netriedenej hrubopiesčitej matrix. Veľkosť valúnov je menlivá, maximálne dosahuje 10—20 cm.

Konglomeráty s nevulkanickým materiálom vo forme nemapovateľných tenkých vložiek alebo samostatných zhlukov valúnov vystupujú v rámci bazálnych vrstiev aj v iných častiach územia.

Bazálne vrstvy vo vývoji triedených epiklastických vulkanických pieskovcov, sú charakteristické pre južnú časť územia. Okrem pieskovcov sú v menšej miere zastúpené aj štrky a konglomeráty, drobnoulomkovité brekcie, siltovce 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.

Sedimentárna analýza vzorky KML—20 sv. od Španieho Poľa poskytla nasledovné údaje:  $Md = 0,4$ ,  $So = 1,87$ ,  $SK = 0,87$ . Dobrá vytriedenosť v spojitosti so znakmi laminácie, križových zvrstvení, gradácie a subkválnych sklzov, ako aj pomerne veľký plošný rozsah niektorých tenkých polôh naznačujú, že ide o pobrežné usadeniny (plážové piesky?).

Pri južných okrajoch pokoradzského súvrstvia sa objavujú aj 0,3—1,0 m hrubé lavice slabšie triedených pieskovcov, obsahujúce niekedy aj drobné úlomky veľkosti 0,5—2 cm a ojedinelé valúniky a závalky siltovcov a ílovcov. Ich charakter svedčí o masovom transporte materiálu do hlbších častí vodného bazénu. Tmel epiklastických vulkanických pieskovcov je podľa stupňa triedenia dotykový až výplňový, tvorený argilizovanou a opalizovanou jemnou substanciou.

Vo zvrstvených a triedených hrubých epiklastických vulkanických pieskovcoch môžeme často pozorovať ojedinelé valúny andezitov, zoraďujúcich sa pozdĺž vrstevných plôch a vytvárajúcich tak prechody k tenkým a šošovkovitým polohám štrkov a konglomerátov.

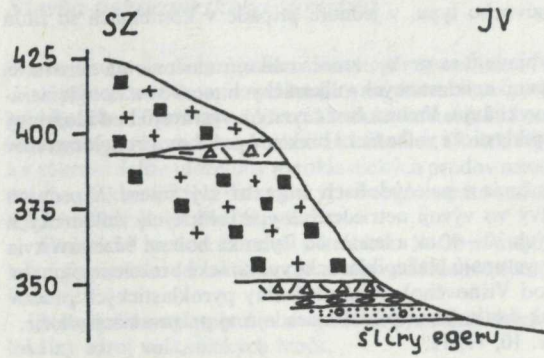
Polohy epiklastických vulkanických štrkov a konglomerátov v rámci bazálnych vrstiev sa vyznačujú tiež dobrým triedením, ale najmä vysokým stupňom opracovania. Valúny veľkosti 2—20 cm sú prevažne oválne až dokonale oválne. V podloží štrkových pôloh pozorujeme niekedy stopy lokálnej erózie.

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

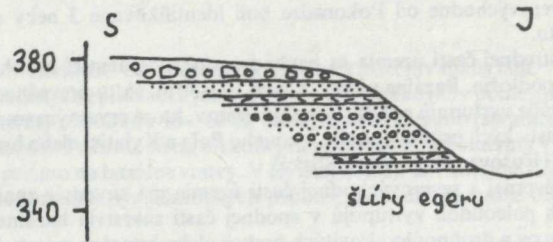
Drobnoulomkovité epiklastické vulkanické brekcie sú v rámci bazálnych vrstiev spojené prechodmi s hrubými, slabo triedenými lavicovitými pieskovcami.

Obsah angulárnych až subangulárnych fragmentov andezitov s veľkosťou do 2 cm kolíše od 5 do 50 %. Jednotlivé polohy, hrubé 0,5—2 m, sa sriedajú s lavicovitými pieskovcami a triedenými zvrstvenými pieskovcami.

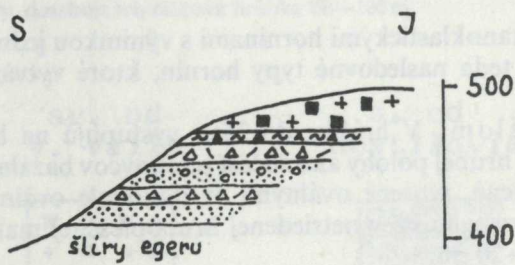
Epiklastické vulkanické siltovce až ílovce vytvárajú tenké vrstvičky (1—6 cm) svetlej až fialkastej farby s charakteristickou jemnou lamináciou. Makroskopicky pripomínajú jemnozrnné tufy, mikroskopicky však vykazujú kryštálovitroklastické zloženie, podobné pieskovcom a typické pre epiklastiká. Jednotlivé polohy majú pomerne veľké plošné rozšírenie a indikujú uloženie vo vodnom bazéne.



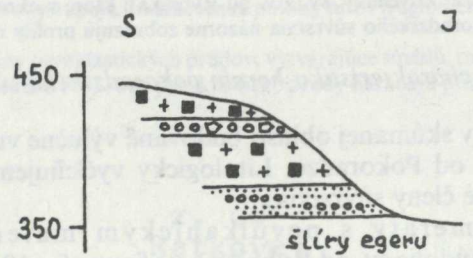
JZ od Chvalovej



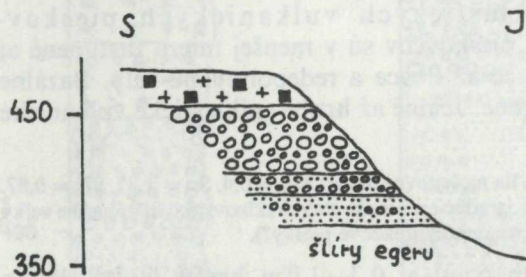
S od Višňového



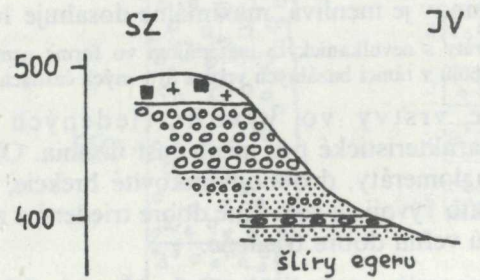
VJV od Hostišoviec



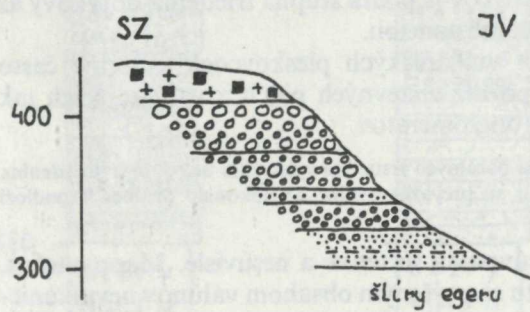
V od Hostišoviec



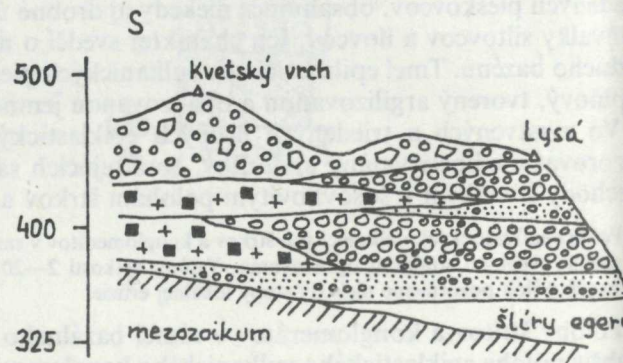
SSZ od Vyšnej Pokoradze



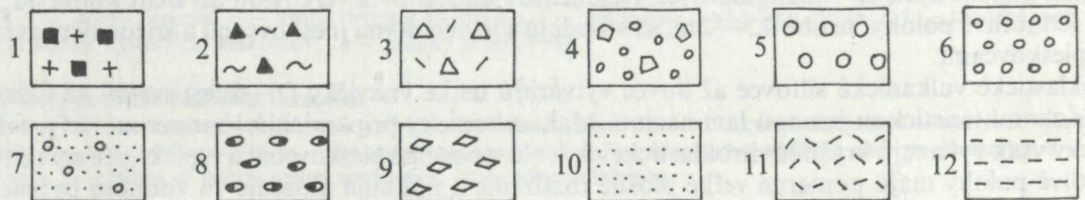
Z od Dražíc



J od obce Ostrany

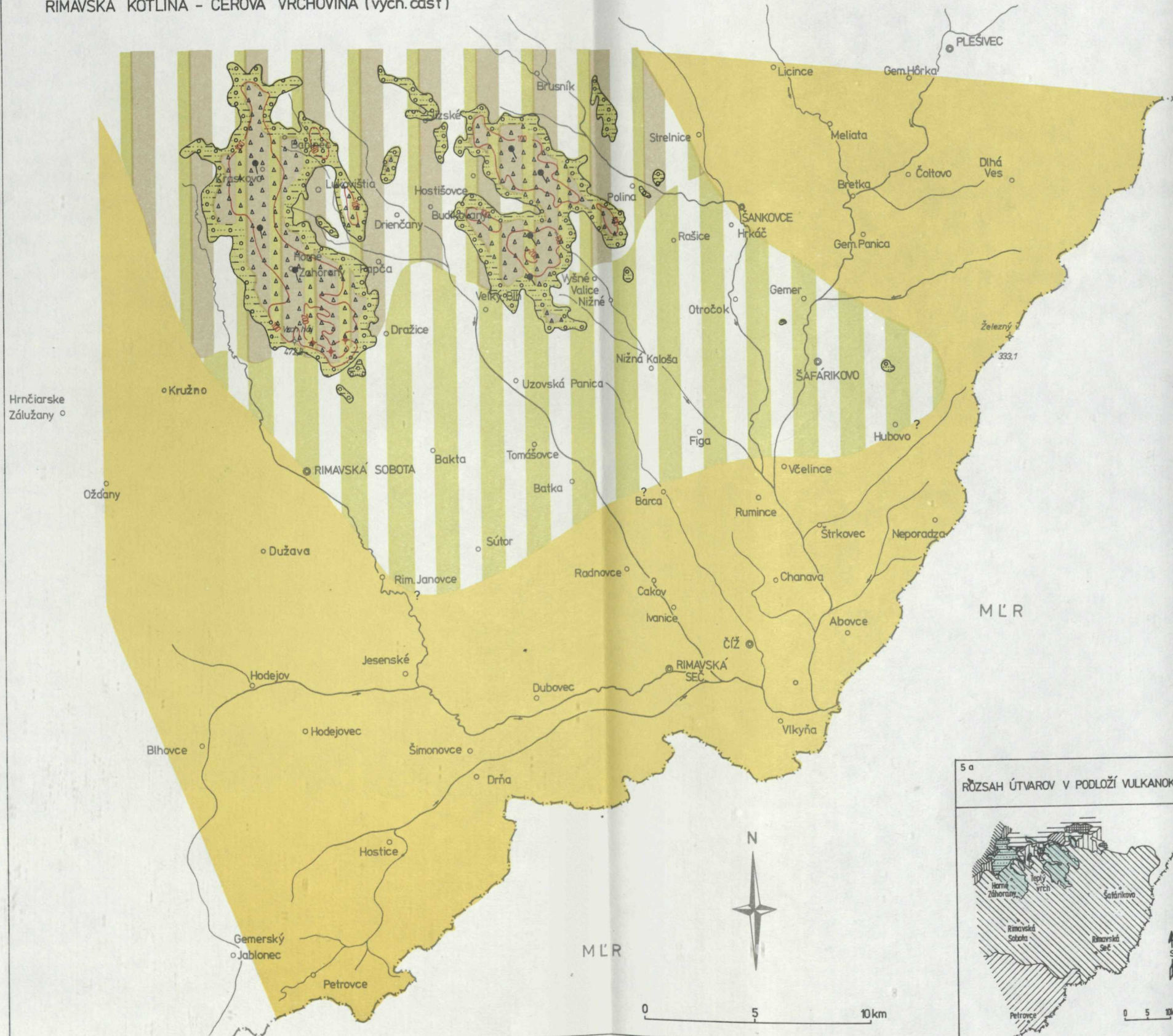


Schematický rez S od Hostišoviec



# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA STREDNÉHO MIOCÉNU

## RIMAVSKÁ KOTLINA - CEROVÁ VRCHOVINA (vých. časť)



### VYSVETLIVKY

#### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

Oblasti bez výrazného odnosu a bez sedimentácie

OBLASTI KONTINENTÁLNE:

1 - predpokladaná oblasť bez sedimentácie a bez znosu detritického materiálu

Oblasti sedimentácie

OBLASTI KONTINENTÁLNE:

2 - jazerná

3 - jazerná prekrytá oblasťou vulkanických svahov

4 - oblasť jazerná predpokladaná

5 - oblasť jazerná a oblasť vulkanických svahov predpokladaná

LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

6 - epiklastické pieskovce, zlepenec, palitické tufy

7 - laháry a pyroklastické prúdy

8 - neky

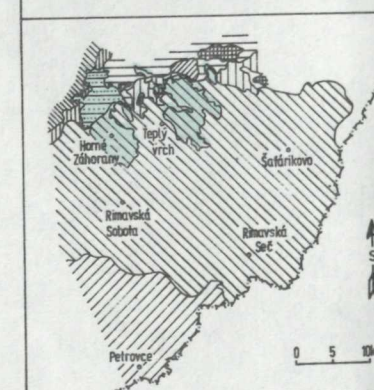
OSTATNÉ SYMBOLY

9 - erozívny okraj vulkanoklastík

10 - izolínie hrúbky v metroch

11 - smery transportu podľa orientácie kmeňov stromov

#### 5 a RÖZSAH ÚTVAROV V PODLOŽÍ VULKANOKLASTIK



Vysvetlivky:

- 1 - rozsah vulkanoklastík
- 2 - mladšie paleozoikum veponka
- 3 - staršie paleozoikum gemerika s mladopaleozoickým obalom
- 4 - mladšie paleozoikum gemerika
- 5 - paleozoikum, nekarbonat. mezozoikum silického príkrovu a meliatská skupina v celku
- 6 - meliatská skupina
- 7 - nekarbonatické horniny - spod. trias silického príkrovu
- 8 - karbonatické horniny - str.-vrch. trias silického príkrovu
- 9 - sedimenty egeru
- 10 - sedimenty egenburgu

S 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 predovšetkým vulkanický. Prevládajú svetlé až hnedasté, augiticko-hyperstenické až hyperstenické andezity s hyalopilitickou základnou hmotou, niekedy s akcesorickým amfibolom. V menšej miere sú zastúpené augiticko-hyperstenické andezity s mikrolitickou alebo pilotaxitickou základnou hmotou, hnedé sklovité až opacitizované andezity a svetlé až hnedasté pemzy hyperstenicko-amfibolického až amfibolického andezitu, ktoré dominujú v redeponovaných tufoch. Ojedinele boli identifikované zrná hyperstenického andezitu so zrnito-mikrolitickou základnou hmotou, hyperstenicko-amfibolický andezit s mikroliticko-felsitickou základnou hmotou a zrná granátu. V množstve do 5 % bývajú zastúpené zrná nevulkanických hornín — žúl, rúl, kvarcitických rúl, metakvarcitov a amfibolitov.

Bazálne vrstvy vo vývoji epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Od predchádzajúcich sa líšia zvýšenou proporciou konglomerátov (až 50 %), nižším stupňom triedenia a opracovania materiálu (valúny sú subangulárne až oválne) a menej výrazným zvrstvením. V pieskovcoch sa často nachádza jemná tufová substancia. V hrubých pieskovcoch sa často objavujú drobné úlomky andezitov. Siltovce a ílovce spomínané vrstvy neobsahujú.

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

Drobnoulomkovité brekcie s typickým vývojom sú tvorené angulárnymi až suboválnymi fragmentmi rôznych pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov maximálnej veľkosti 5—10 cm, priemernej veľkosti okolo 2 cm, v množstve 40—70 %. Ich matrix je hnedá, netriedená, tufopiesčitá, s drobnými úlomkami svetlých andezitov a pemzy. Ojedinele sa v nich vyskytujú úlomky kremeňa, svorov a iných hornín kryštalinika.

Charakter bazálnych vrstiev dokresľujú detailné profily a kresby štruktúr na obr. 13.

Epiklastické vulkanické konglomeráty. Vystupujú prevažne v strede pokoradzského súvrstvia, v jeho južnej a strednej časti. Nevystupujú však samostatne, okrem hruboblokových až jemnozrnných konglomerátov sa tu nachádzajú vložky hrubých, dobre triedených pieskovcov. Z hľadiska zastúpenia pieskovcov a zrnitosti vyčleňujeme v mape:

Drobnozrnné epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami pieskovcov. Jednotlivé polohy konglomerátov sú priestorovo nestále, často šošovkovité, dobre triedené, s vysokým stupňom zaoblenia valúnov. Zrornosť sa pohybuje v rozmedzí 0,5—30 cm, hrubopiesčitý tmel predstavuje 10—20 % horniny. Konglomeráty sa striedajú s polohami triedených pieskovcov alebo prechádzajú do pieskovcov znížením zrnitosti (u triedených typov), resp. ubúdaním valúnov (u slabšie triedených typov) tak, že sa vyskytujú polohy pieskovcov s ojedinelými valúnmi a skupinami valúnov po vrstevných plochách.

V niektorých polohách konglomerátov môžeme pozorovať eróziu podložných pieskovcových vrstiev. Charakter zvrstvenia, triedenia a opracovania materiálu, ako aj skúmané sedimentárne textúry (obr. 14) poukazujú na usadeniny pobrežnej zóny panvy väčších rozmerov.

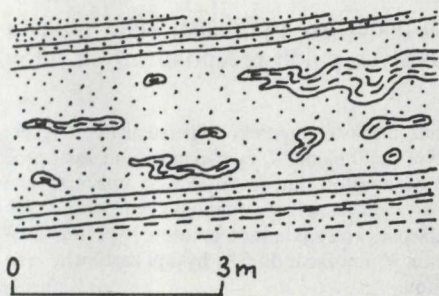
Hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty. Od predchádzajúcich sa líšia menším zastúpením polôh triedených hrubých pieskovcov a zrnitosťou. Veľkosť valúnov sa pohybuje v rozmedzí 20—100 cm. S hrubými konglomerátmi vystupujú ojedinele aj jemnejšie konglomeráty, o ktorých sme pojednávali vyššie.

Obr. 12 Príklady stavby pokoradzského súvrstvia

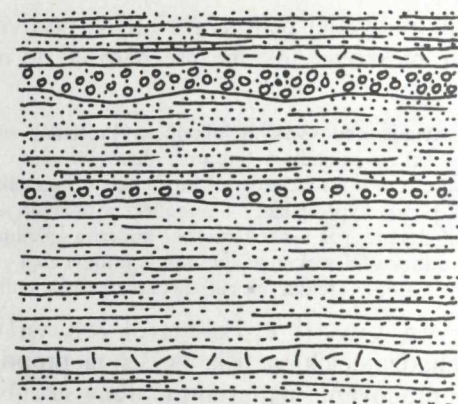
1 — chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 2 — aglomeráty a tuфы, 3 — uloženiny lahárov, 4 — hrubé brekcie — konglomeráty, 5 — hrubé konglomeráty, 6 — jemné konglomeráty, 7 — pieskovce s vložkami štrku, 8 — konglomeráty s nevulkanickým materiálom, 9 — pemzový prúd, 10 — pieskovce, 11 — redeponované tuфы, 12 — siltovce — ílovce

Fig. 12 Examples of the Pokoradz Formation structure

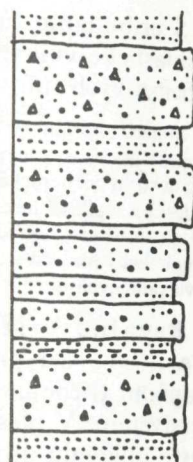
1 — chaotic breccia of pyroclastic flows, 2 — agglomerates and tuфы, 3 — lahar deposits, 4 — coarse breccia — conglomerates, 5 — coarse conglomerates, 6 — fine conglomerates, 7 — sandstones with gravel intercalations, 8 — conglomerates with nonvolcanic material, 9 — pumice flow, 10 — sandstones, 11 — redeposited tuфы, 12 — siltstones-claystones



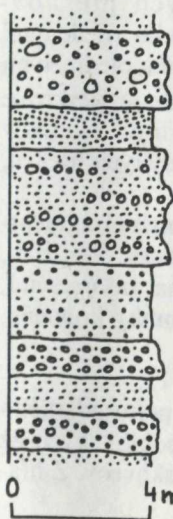
1 Km SV od Španieho Poľa



1 Km S od Višňového

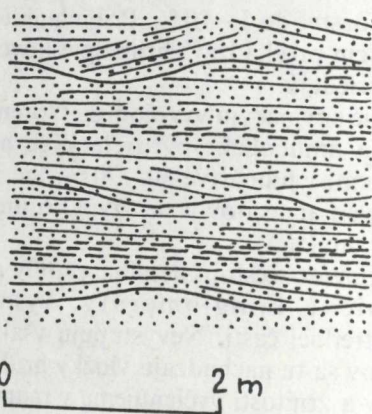


V od Valíc



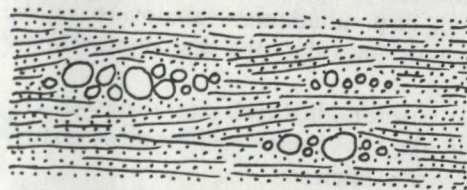
2 Km V od Pokoradze

2/1 mm  
3/0,5 cm  
2/1 mm  
2/1 mm až  
5/1 cm  
3/1 mm  
10/2 mm  
2/1 mm  
10/2 mm  
1/0,5 mm

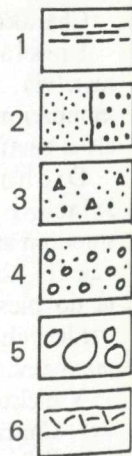
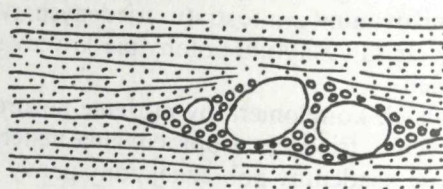


4 Km SV od Pokoradze

2/1 mm  
1/0,5 mm  
siltovec  
2/1 mm  
1/0,4 mm  
človec  
1 mm  
2/1 mm



Pri Ostranoch



J. Lexa 1982

Obr. 13 Detaily litológie a textúr bazálnych vrstiev

1 — siltovce a íly, 2 — jemnozrnné a hrubozrnné pieskovce, 3 — netriedené pieskovce s drobnými úlomkami andezitov a závalkami ílovcov, 4 — štrky a štrkopiesky s valúnami do 5 cm, 5 — veľké valúny andezitov, 6 — redeponované tuhy. Čísla indikujú max. a priemernú veľkosť zrn v danej polohe.

Fig. 13 Details of lithology and structures of basal beds

1 — siltstones and claystones, 2 — fine-grained and coarse-grained sandstones, 3 — nonsorted sandstones with fine andesite clasts and claystone mud balls, 4 — gravels and gravel sands with pebbles to 5 cm, 5 — large andesite pebbles, 6 — redeposited tuffs. Numbers indicate maximum and mean grain size in the given bed.

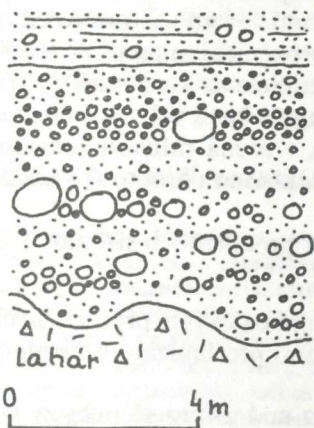
Valúny a bloky sú tvorené rôznymi typmi augiticko-hyperstenických a hyperstenických andezitov s mikrolitickou a hyalopilitickou základnou hmotou, menej pórovitými variantami hyperstenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov prevažne s hyalopilitickou základnou hmotou.

V matrix konglomerátov a v piesčitých polohách na niektorých miestach môžeme pozorovať zvýšenú koncentráciu svetlej pemzy hyperstenicko-amfibolického a amfibolického andezitu, ktorá niekedy vytvára aj šošovkovité vložky redeponovaných tufov. Ojedinele sa vyskytujú aj valúny a drobné úlomky hornín kryštalínika.

Drobnouľomkovité epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov 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, kde dominujú drobnouľomkovité brekcie až konglomeráty (podľa stupňa opracovania fragmentov), v menšej miere sú zastúpené polohy hrubých brekcií, konglomerátov a hrubých, slabšie triedených pieskvcov.

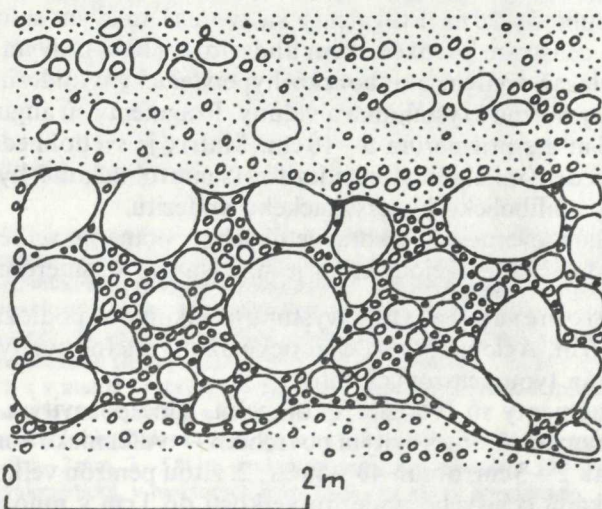
Drobnouľomkovité brekcie sú tvorené angulárnymi až suboválnymi fragmentmi priemernej veľkosti 2–5 cm, maximálne až 10 cm v množstve 40–80 %, v hnedej, slabo triedenej tufopiesčitej matrix. Zrntosť, ako aj zastúpenie fragmentov je značne variabilné. V prípade, že prevládajú suboválne až oválne fragmenty, hovoríme o konglomerátoch.

Polohy hrubých brekcií a konglomerátov sa líšia len zrntosťou. Veľkosť fragmentov je priemerne 5–20 cm, maximálne až 1 m.

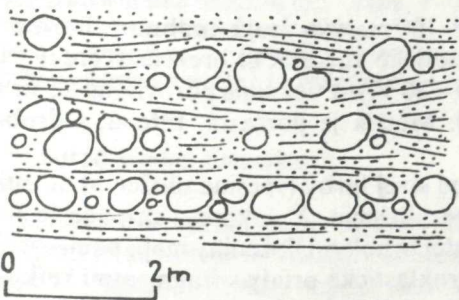


Charakter zvrstvenia a triedenia horizontu konglomerátov 2 km sv. od Pokoradze

Character of bedding and sorting of conglomerate horizon 2 km SE of Pokoradz

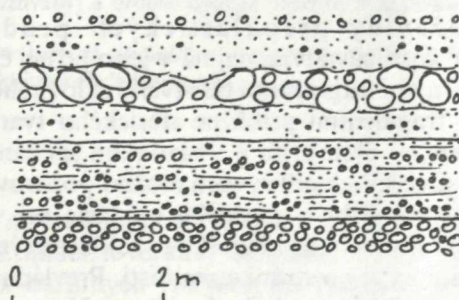


Detail polohy blokového konglomerátu  
Detail of block conglomerate layer



Nesúvislé blokové konglomeráty v triedených pieskvcoch

Discontinuous block conglomerates in sorted sandstones



Zvrstvenie triedených konglomerátov  
Bedding of sorted conglomerates

Obr. 14 Príklady stavby a textúr epiklastických vulkanických konglomerátov

Fig. 14 Examples of structure epiclastic volcanic conglomerates

Polohy a vložky hrubých pieskovec sú podobné pieskovcom bazálnych vrstiev v severnej časti súvrstvia. Častejšie sa však stretávame s drobnými úlomkami a valúnmi andezitov.

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

Hrubé epiklastické vulkanické brekcie s polohami konglomerátov vytvárajú hrubšie mapovateľné horizonty vo vrchnej časti pokoradzského súvrstvia v severnej časti územia, kde sa nenachádzajú uloženiny pyroklastických prúdov. Ide aj o hrubo zvrstvené epiklastiká variabilnej zrnitosti, prevládajú však hrubé brekcie a konglomeráty nad vložkami drobnoulomkovitých brekcií a slabšie triedených hrubých pieskovec. Tvoria sa subagulárnymi až suboválnymi fragmentmi priemernej veľkosti do 20 cm, maximálnej veľkosti až 1—2 m, ktoré pri vyvetrávaní poskytujú materiál charakteristickým blokovým svahovým uloženinám.

Materiál epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov je tvorený prevažne svetlo- až tmavosivými celistvými pyroxenickými andezitmi a svetlými a červenkastými pórovitými pyroxenickými andezitmi. V menšej miere sa v nich vyskytujú iné typy andezitov, najmä amfibolicko-hyperstenický andezit, v matrix sa nachádza aj pemza amfibolického andezitu. Úlomky kryštalinika sú zastúpené najmä svormi a granátickými svormi.

Chaotické brekcie lahárov sú kompaktné, netriedené, vytvárajúce dobre definované polohy, hrubé 5—20 m. Fragmenty sú tvorené tmavým sklovitým pyroxenickým andezitom (ojedinele), sivým celistvým pyroxenickým andezitom (10%), sivým pórovitým pyroxenickým andezitom (50%) a sivým až svetlým amfibolicko-hyperstenickým andezitom (5%). Ojedinele sa vyskytujú aj drobné úlomky hornín kryštalinika a valúny. Fragmenty sú angulárne až subangulárne, s veľkosťou maximálne 0,5 m a s priemerom 5—10 cm. Matrix je svetlohnedá, kompaktná, tvorená tufovou substanciou a netriedenými úlomkami andezitov (s mikrolitickou a hyalopilitickou základnou hmotou) a hnedastej pemzy amfibolicko-hyperstenického andezitu.

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

Aglomeráty a tufy vystupujú lokálne v podloží uloženín pyroklastických prúdov, hrubých 5 až 10 m. Aglomeráty sú chaotické až nezreteľne zvrstvené, len miestami prechádzajú do jemnejších uloženín typu pemzových tufov.

Fragmenty sú tvorené: 1. tmavým, silne pórovitým až napeneným andezitom sférických tvarov s nerovným až struskovitým povrchom — vulkanické bomby, veľkosti maximálne 10—15 cm, priemerne však 2—3 cm, obsah 40—50%; 2. žltou pemzou veľkosti do 1 cm v množstve 10%; 3. angulárnymi úlomkami celistvého andezitu veľkosti do 1 cm v množstve 5—10%. Matrix aglomerátov je hnedá, tufová, s drobným andezitovým detritom a pemzou. Časť pórovitých fragmentov býva pri povrchu oxidovaná a červenkastá.

Mikroskopicky je matrix aglomerátov tvorená nepravidelnými až sférickými netriedenými úlomkami hnedého až opacitizovaného pórovitého augiticko-hyperstenického andezitu s akcesorickým amfibolom so sklovitou až hyalopilitickou základnou hmotou a svetlejšou pemzou toho istého andezitu v opalizovanej tufovej substancii.

Uloženiny pyroklastických prúdov, hrubé až 100 m, vytvárajú mohutný horizont vo vrchnej časti súvrstvia, najmä v jeho južnej časti. Ide o chaotické vulkanické brekcie, tvorené jednak angulárnymi fragmentmi celistvého sklovitého andezitu (10—30%), a tiež silne pórovitými až struskovitými fragmentmi približne sférického tvaru (30—60%). Matrix je pórovitá, tufová, s drobnými napenenými úlomkami a s náznakmi spekania.

Pri súvislejších odkryvoch možno pozorovať prechody od sivej farby (väčšina uloženín) do ružovej až červenej farby v dôsledku oxidácie pri vysokej teplote uloženia. V takomto prípade je možné rozčleniť horizont na niekoľko pyroklastických prúdov menšej hrúbky. Uloženiny majú pomerne veľkú variabilnosť aj po stránke zrnitosti. Prevládajú blokové pyroklastické prúdy s fragmentmi veľkosti až 1 m, ale priemerne okolo 5—10 cm. Na mnohých miestach však bolo identifikovateľné aj jemnejšie uloženiny s fragmentmi veľkosti maximálne 10—20 cm, priemerne 2—5 cm. Pri niektorých pyroklastických prúdoch (napr. spodný pyroklastický prúd južne od Chvalovej a pyroklastický prúd pri Rybníku) prevládajú červenkasté struskovité fragmenty, navzájom intenzívne spečené, pričom dávajú hornine výzor aglutinátov. Pyroklastické prúdy sv. od Pokoradze a jz. od Chvalovej sú charakteristické zvýšenou intenzitou spekania a menším zastúpením matrix, čím naznačujú blízkosť vulkanických centier (neky sv. od Pokoradze).



Mikroskopicky je základná hmota pyroklastických prúdov tvorená nepravidelnými úlomkami pórovitého augiticko-hyperstenického andezitu so sklovitou až hyalopilitickou základnou hmotou v opalizovanej tufovej substancii. Pri červených oxidovaných pyroklastických prúdoch sú úlomky hematitizované až opacitizované. Ojedinele sa vyskytujú aj drobné angulárne úlomky andezitov s mikrolitickou základnou hmotou. Pyroklastický prúd jz. od Chvalovej je tvorený materiálom augiticko-hyperstenického andezitu s amfibolom.

Neky malých rozmerov sv. od Pokoradze sú dokladom existencie vulkanických centier v tejto oblasti. Najjužnejší a najväčší z nekov preráža cez epiklastické vulkanické konglomeráty. V okrajovej časti je tvorený červenkastou blokovou explozívnu brekciou s fragmentmi pórovitého andezitu veľkosti až 1 m. V nej vystupuje aj vztýčený blok epiklastických vulkanických pieskovcov. Smerom dovnútra neku explozívna brekcia prechádza do struskovitej lávovej brekcie s intenzívnym spekaním, ktorá na vnútornej strane nadobúda charakter doskovitého sivého andezitu s orientáciou v smere 330°. Andezit je porfyrický, augiticko-hyperstenický, s mikrolitickou základnou hmotou.

Druhý nek, situovaný približne 1 km sz. smerom, podobne ako prvý preráža cez epiklastické vulkanické konglomeráty. Tvorený je červenkastou explozívnu brekciou, ktorá je podobná uloženinám pyroklastických prúdov. Angulárne až sférické fragmenty celistvého až pórovitého andezitu priemernej veľkosti 5–10 cm v množstve okolo 80 % sú tmelené sivou andezitovou drťou so znakmi spekania a vertikálnej fluidality.

Tretí nek, situovaný bližšie k obci Dražice, je tvorený brekciovite rozpukaným andezitom s počiatočnou tvorbou červenkastej, spekanej matrix po trhlínach. Miestami dochádza aj k rotácii osamostatňujúcich sa fragmentov. Andezit je tmavý, mierne pórovitý.

Explozívny charakter nekov a litologický charakter ich výplne určuje 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, niektoré pyroklastiká a pyroklastické prúdy. V bazálnych vrstvách, lahároch a epiklastických vulkanických konglomerátoch sú vo väčšej miere zastúpené aj hyperstenické a amfibolicko-hyperstenické andezity so sklovitou, hyalopilitickou, mikrolitickou alebo pilotaxitickou základnou hmotou. Pemza v redeponovaných tufoch, epiklastických vulkanických pieskovochoch a v matrix hrubších epiklastík má prevažne zloženie hyperstenicko-amfibolických až amfibolických andezitov. Zrornosť andezitov sa pohybuje v rozmedzí 1,5–3 mm.

Augiticko-hyperstenické andezity sú vytvorené výrastlicami plagioklasu ( $An_{60-75}$ , zrno 0,5–3 mm, 25–35 %), hyperstenu (0,5–2 mm, 8–10 %, niekedy opacitový lem), augitu (0,5–2 mm, 2–5 %) a drobných opakných minerálov (0,1–0,3 mm, 1 %). Základná hmota je zvyčajne mikrolitická alebo hyalopilitická, v niektorých prípadoch s prejavmi opacitizácie.

Augiticko-hyperstenické andezity s amfibolom majú podobné zloženie a zrornosť. K výrastliciam pristupuje prevažne opacitizovaný hnedý amfibol (0,5–4 mm, 1–2 %).

Hyperstenické andezity sú tvorené výrastlicami plagioklasu ( $An_{60}$ , 0,5–2 mm, 20–25 %) a hyperstenu (0,5–2 mm, 4–6 %) v základnej hmote mikrolitickej, pilotaxitickej alebo hyalopilitickej štruktúry. Ojedinele boli pozorované jemnozrnnejšie hyperstenické andezity s väčším zastúpením výrastlic (až 50 %).

Amfibolicko-hyperstenické andezity tvoria výrastlice plagioklasu ( $An_{50}$ , 0,5–2 mm, 25–40 %), hyperstenu (0,3–2 mm, 5–7 %), zelenohnedého amfibolu (0,5–3 mm, 2–3 %, často opacitizovaný) a drobné opakné minerály v základnej hmote pilotaxitickej alebo hyalopilitickej štruktúry.

Pemza hyperstenicko-amfibolického až amfibolického andezitu je vytvorená ojedinelými výrastlicami kyslého plagioklasu a zeleného amfibolu, prípadne hyperstenu v pórovitej až napenenej sklovitej základnej hmote.

#### *Vek pokoradzského súvrstvia*

Stratigrafická pozícia súvrstvia zostáva naďalej nejasná až rozporná. M. KUTHAN in O. FUSÁN et al. (1962) zaradil súvrstvie 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). Na druhej strane rádiometrické datovanie metódou fission track na amfiboloch dalo výsledky  $16,4 \pm 0,6$  mil. rokov (valún amfibolicko-pyroxénického andezitu z epiklastického vulkanického konglomerátu severne od Višňového) a  $16,2 \pm 0,8$  mil. rokov (fragment pyroxénického andezitu s akcesorickým amfibolom z pyroklastického prúdu jz. od Chvalovej) indikujú bádenský vek súvrstvia (I. REPČOK 1981). Palinologické štúdium bolo zatiaľ bezvýsledné.

## Panón? — Pont?

Vo vrte DV-3 (príl. 6), situovanom na čsl.-maďarskom pomedzí v. od Šafárikova, pod sedimentmi poltárskeho súvrstvia a v nadloží svetlých triasových dolomitov silického príkrovu (v hĺbkovom intervale 106,0—118,0 m), boli zistené sivé, tmavosivé až zelenosivé nevápnité ily až aleurity.

V bazálnej polohe obsahujú ily drobné fragmenty dolomitu a mangánové konkrécie. Vlastnú masu tohto súvrstvia tvoria siltové ily (56 %).

Skladba ťažkých minerálov je pestrá: granát, zirkón, apatit, turmalín, rutil, anatas, staurolit a epidot (posledné dva minerály neboli zistené v poltárskom súvrství v Rimavskej kotline). Z autigénnej zložky ťažkej asociácie sú časté mangánové konkrécie a limonit, množstvo ktorého smerom nahor pribúda. V asociácii ľahkých minerálov o. i. boli zistené chalcedonizované ihlice húb, preplavené pravdepodobne z mezozoických hornín. Mineralogické zloženie ilovej frakcie: montmorillonit, kremeň, illit, kaolinit a v stopách kalcit.

Prevaha montmorillonitu odlišuje súvrstvie od poltárskeho, kde prevláda kaolinit a montmorillonit buď chýba, alebo je zastúpený len v malom množstve (M. MARKOVÁ 1974).

Vrstvy neobsahujú makrofaunu. Z makrofauny uvádza V. KANTOROVÁ (1975) len ojedinelé resedimentované schránky druhu *Uvigerina hantkeni*, sklery a raxy silicispongií. Asi 5,0 km jv. od vrtu DV-3 na maďarskom území bol z vrtu Alsó Szuha-1, situovanom na hlboko poklesnutej kryhe, popísaný panón, (resp. pont?) v uhoľnom vývoji. Predpokladáme, že popísané sedimenty, i keď neobsahujú lignitové sloje, sú ekvivalentom tohto uhľonosného súvrstvia.

## Pont

K pontu zaraďujeme sedimenty, ktoré sú ekvivalentom poltárskeho súvrstvia z okolia Poltára. V minulosti boli považované za oligocén, neskôr prevládal názor o ich panónskom, resp. pliocénnom (dák) veku. Dnes ich zaraďujeme k pontu. Poltárske súvrstvie v zmysle D. VASSA (1980, 1981) treba považovať za neskorú molasu.

### Rozšírenie, hrúbka a vzťah k podložíu

Poltárske súvrstvie je rozšírené v s. a sv. časti Rimavskej kotliny (príl. 6). Súvislé plochy sa nachádzajú východne od spojnice obcí Šafárikovo—Čoltovo, kde súvrstvie buduje z. časť Bodvianskej pahorkatiny. Okrem toho vystupujú v širšom okolí obcí Gemer, Otročok, Gemerská Ves, Polina a Bretka. Ich rozšírenie smerom na Z je ohraničené spojnicou obcí Otročok—Polina. Najjužnejšie výskyty súvrstvia sa nachádzajú na kóte Bukovina (382) severne od obce Neporadza. Smerom na S. majú sedimenty väčšie plošné rozšírenie, a to v okolí obcí Strelnice—Meliata—Gemerská Hôrka. Ďalej na S. zasahujú do Slovenského rudohoria, kde vyplňajú malé a plytké depresie, ale aj staré erózne doliny vyhlbené v horninách mezozoika a paleozoika.

Hrúbka súvrstvia sa pohybuje od niekoľko metrov do cca 100 m (najväčšia hrúbka bola zistená v. od Šafárikova, kde vrt DV-4 v hĺbke 113 m súvrstvie neprevítal).

Na prevažnej ploche výskytu sa súvrstvie uložilo na lučenskom súvrství egeru. Severne od spojnice obcí Strelnica—Bretka—Čoltovo—Dlhá Ves leží priamo na predterciernom podloží. Severovýchodne od Šafárikova leží na domnelom uhoľnom panóne, resp. ponte (príl. 6a).

### Litológia, stratigrafia a faciálny vývoj

Súvrstvie pozostáva zo štrkov, pieskov a pestrých ílov. Štrky sú prakticky jediným litotypom, ktorý vystupuje na povrch. Valúny, zvlášť rezistentných hornín, sú roztrúsené na poliach, v roklinách, na svahoch a pod. Štrky pozostávajú z valúnov kremeňa, kremenca, zriedkavé sú valúny kvarcitu, rohovca a zlepenca. Stupeň opracovania je nerovnomerný. Veľkosť valúnov sa pohybuje od niekoľkých cm do 25 cm, ojedinele aj viac. Veľkosť väčšiny valúnov kolíše v rozmedzí 4,0—8,0 cm. V oblasti Otročka a Gemerskej Vsi sú prítomné valúny až balvany andezitových vulkanoklastík. Je potrebné zdôrazniť, že valúny karbonátov mezozoika v štrkoch chýbajú, a to aj v bezprostrednej blízkosti ich dnešných odkryvov (napr. v okolí obce Dlhá Ves) alebo tam, kde štrky ležia na karbonátoch (okolie Bretky).

Presnejší obraz o zložení štrkov, resp. o zmene zloženia vo vertikálnom smere poskytli vrty (vrty DV-1, 3, 4 vo v. časti kotliny). Vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú valúny rezistentných hornín — kremene a kremenca. V strednej časti sa objavujú sericitické kvarcicity, kremité porfýry, porfýroidy a granitoidy. V dolnej časti sú valúny fialových a ružovkastých pieskovcov (perm) a hnedastých ílovitých bridlic (pravdepodobne meliatskej skupiny).

Piesky tvoria v súvrství menej významné polohy, sú žltohnedej až okrovej farby a striedajú sa s polohami štrkov, alebo v nich tvoria šošovkovité telesá.

Íly a silty sa vyskytujú hlavne vo vrchnej časti súvrstvia. Sú plastické a majú pestré sfarbenie ako býva bežne pri kontinentálnych sedimentoch (žltohnedé, hnedé až svetlosivé).

Íly sú tvorené kaolinitom s prímiesou illitu a klastického kremeňa. V menšom množstve a v hlbších častiach súvrstvia je prítomný aj montmorillonit.

Charakteristickou zložkou ťažkej frakcie je jej autigénna časť: čierne, polyminerálne konkrécie, zložené z kryštalického i amorfného psilomelanu (spektrálne boli stanovené prvky Mn a Ba), snáď aj pyrolusitu (našli sa konkrécie prerastené kremeňom). Ich priemerný obsah je 55,1 % (15,9—89,0 %). Stálym komponentom je aj limonit (priemerne 26,8 %). V asociácii alotigénnych minerálov pripadá významný podiel na minerály bázických hornín: skupina epidot-zoizitu, amfibol, glaukofan, turmalín a ilmenit. Zloženie ľahkých minerálov (napr. kyslé, málo premenené živce) i niektoré ťažké minerály (napr. zirkón) svedčia o prítomnosti kyslých erupčných hornín v znosovej oblasti (M. MARKOVÁ 1974).

V poltárskom súvrství Rimavskej kotliny bolo zistené spoločenstvo palinomorf, ktoré podľa E. PLANDEROVEJ (in J. BYSTRICKÝ — V. ORAVCOVÁ 1962) pozostáva z foriem: *Alnus* sp. (až 60 %), *Polypodiaceae*, *Osmunda* sp., *Verucatosporites* sp., *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Picea* sp., *Pinus* — skupina *Haploxyton*, *Pinus* — skupina *Diploxyton*, *Tsuga canadensis*, *Betula* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Pterocorya* sp., *Staphylea* sp., *Magnolia* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Nyssaceae*, *Sequoia*, *Cupressaceae*, *Compositae*, *Taxodiaceae*.

Neskôr E. PLANDEROVÁ (in D. VASS et al. 1982) opísala podobné pelové spektrum poltárskeho súvrstvia pri Poltári, Točnici a Gregorovej Vieske, o ktorom sa domieva, že je pontské.\*

Toto je zatiaľ jediný biostratigrafický dôkaz veku poltárskeho súvrstvia.

## Pliocén — Pleistocén

### Cerová bazaltová formácia

Cerová bazaltová formácia, rozšírená najmä západne od skúmaného územia je zastúpená len dvoma diatrémami južne od obce Gemerské Dechtáre. Výplň diatrém je tvorená chaotickými alebo zvrstvenými tufmi alkalických bazaltov. Charakteristická je prítomnosť bazaltových fragmentov a úlomkov až blokov egenburských pieskovec, niekedy so znakmi prepálenia pri povrchu.

Vek cerovej bazaltovej formácie je na základe fauny cicavcov (O. FEJFAR 1964) a rádiometrického datovania (K. BALOGH—A. MIHÁLIKOVÁ—D. VASS 1981) stanovený ako neskoro pliocénny až pleistocénny (2,7—1,5 mil. rokov).

## KVARTÉR

### J. PRISTAŠ

Rimavská kotlina a zo západu priľahlá Lučenská kotlina tvoria jednotný morfotektonický celok, sformovaný na molasovej panve počas neotektonickej etapy vývoja (báden—pleistocén).

Ich samostatný vývoj a dotváranie bolo podmienené predovšetkým intenzívnejším tektonickým zdvihom priľahlých pohorí a mladej klenby Cerovej vrchoviny.

Intenzívnejší zdvih krýh rozvodia Rimavy a Ipfa, doznievanie vulkanickej aktivity, vyplňovanie dolín lávovými prúdmi na konci pliocénu a v najstaršom pleistocéne podmienili reorganizáciu hydrografickej siete a tým i rozdelenie jednotnej depresie na dve samostatné kotliny, a teda aj ich ďalší samostatný vývoj.

Predpokladáme, že už v neskorom pliocéne došlo v Rimavskej kotlině a v priľahlej časti skúmaného územia k ustáleniu kryhových pohybov a k výraznej etape zarovnania reliéfu. Produktom tohto vývoja je rozsiahly stupeň zarovnávanía reliéfu, rozšírený na vyvýšených kryhách medzi rieči Suchej, Rimavy, Blhu, Slanej a na severnom úpätí Cerovej vrchoviny, ktorý sa vkladuje do predhoria Slovenského rudohoria a Slovenského krasu. Je to poriečna roveň (kotlinová pahorkatina), ktorá tvorí výraznú erózo-denudačnú roveň a zároveň aj hranicu medzi pliocénom a pleistocénom

Začiatkom pleistocénu zaznamenala celá oblasť všeobecný zdvih. V spojitosti s diferencovaným zdvihom a klimatickými zmenami v pleistocéne (striedanie období glaciálov a interglaciálov) dochádza k výraznému cyklickému opakovaniu fáz hĺbkovej erózie a akumulácie, k formovaniu riečnych terás a sprašových pokryvov. S aktívnym prehlbovaním korýt tokov po obvode vulkanických plošín bola zároveň zintenzívnená zosuvná činnosť a formovanie deluviálnych plášťov. Rozsiahle zosúvanie krýh vulkanoklastík sa pravdepodobne ustálilo až v strednom pleistocéne.

\* E. PLANDEROVÁ (1986) potvrdzuje pontský vek sedimentov poltárskeho súvrstvia.

V dôsledku výraznejšieho zdvihu krých rozvodí mladej klenby Cerovej vrchoviny a relatívne slabšieho zdvihu až poklesávania medzikrých a v ďalšom vývoji aj dolín, došlo k jednostrannému zatlačovaniu hlavných tokov bočnými prítokmi (Rimavy po Jesenskej na východ, od Jesenského po Lenartovce na juh a Slanej na západ), a tým k zvýrazneniu asymetrie doliny Rimavy, Gortvy, Blhu a Slanej.

Erózna akumulácia činnosť riek a potokov v pleistocéne zvýraznila drobnostavbu reliéfu. Hĺbková erózia sumárnym efektom 100—130 m vytvorila jeho značné denivelácie.

V pleistocéne bola rozčlenená plochá poriečna roveň, čím táto pliocénna „terasa“ nadobudla ráz pahorkatiny. V doline Rimavy, Slanej a Blhu bol sformovaný 7—8 stupňový terasový systém, vložený do vrchnopliocénneho dna kotliny.

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

Na skúmanom území vyčleňujeme nasledovné genetické typy kvartérnych sedimentov:

- fluviálne
- proluviálne
- eolicko—deluviálne
- deluviálne (eluviálne—deluviálne)
- organogénne
- jaskynné

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

Terasy riek Rimavskej kotliny podobne ako v Ipelskej kotline (J. PRISTAŠ 1981) rozdeľujeme na najvyššie, vysoké, stredné, nízke a riečne nivy — nivné (viď tab. 16).

Viac vyzdvihnuté a exponované svahy kotlinovej pahorkatiny a svahy Cerovej vrchoviny sú charakteristické jednotvárnym vývojom deluviálnych hlinitých, hlinito-piesčitých a piesčitých sedimentov. Na vyrovnaných plošinách neovulkanitov sa miestami zachovala kôra zvetrávania andezitov a tufov. Po ich obvode a na úpätí svahov Slovenského rudohoria sa zachoval 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, svahoch Slovenského rudohoria a v južnom úpätí Slovenského krasu.

Vychádzajúc z morfolologickej pozície, priestorového a superpozičného vývoja kvartérnych sedimentov, fosílnych pôd a paleontologických zvyškov, vyčleňujeme sedimenty najstaršieho, starého, stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

## Pleistocén

Obdobie najstaršieho pleistocénu je charakteristické výrazným zdvihom a hĺbkovou eróziou, siahajúcou zväčša pod bázu vrstiev poltárskeho súvrstvia. S etapovým znižovaním bázy erózie Rimavy, Slanej a ich prítokov je spojená rozsiahla deštrukcia a re-sedimentácia vrstiev poltárskeho súvrstvia, vulkanoklastík bádenu a sedimentov egenburgu a egeru; zvetrávanie v podmienkach teplej klímy mediteránneho typu a sedimentácia riečnych štrkov v troch terasových úrovniach. Doznievajúca vulkanická aktivita bezprostredne neovplyvnila skúmané územie.

Súvrstvia najstaršieho pleistocénu (eopleistocénu) sú zastúpené predovšetkým fluviálnymi sedimentmi troch najvyšších terás, rozdelených výraznými etapami erózie a formovania horizontov silne rubifikovaných pôd, ktoré charakterizujú značné teplé interglaciálne klimatické podmienky.

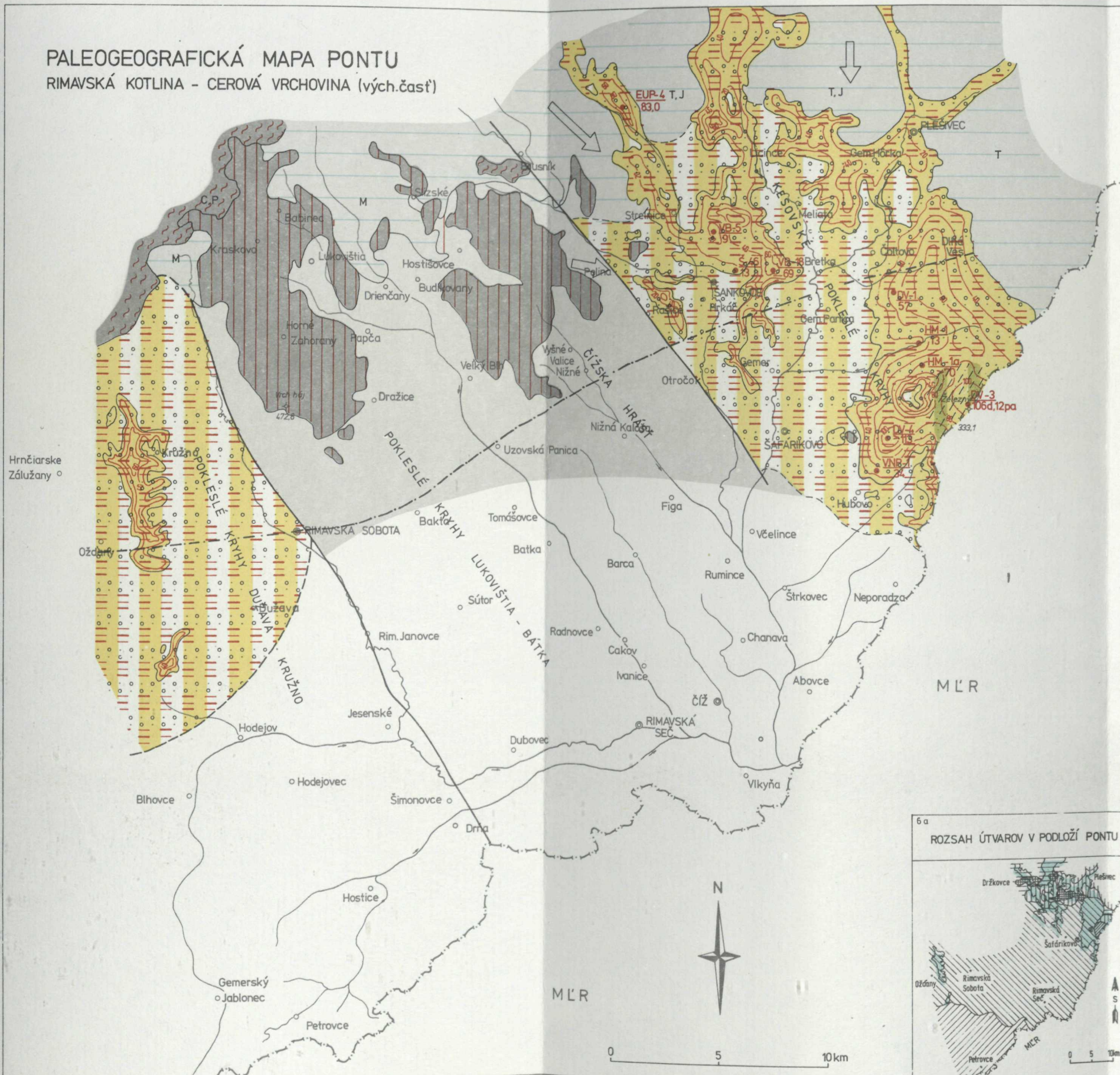
## Biber?

Najstaršie vrstvy kvartéru v Rimavskej kotline budujú najvyššiu terasu Rimavy a sporadicky sú zachované vo vrcholovej časti rozvodia Rimavy a Suhej medzi osadami Svetlá, Kružno, Biela a Rakov.

V okolí obce Kružno sú spomínané vrstvy tvorené pestrofarebnými, najmä červenohnedými, zahlinenými štrkami korytovej fácie, ktoré čiastočne ležia na piesčitých štrkoch, íloch a pieskoch poltárskych vrstiev, zväčša však na siltoch a siltovcoch egeru. Hrúbka série dosahuje približne 6 m.

Valúnový materiál je zložený prevažne z rezistentných valúnov kremeňa a kremenca. Ojedinele sú zachované kryštalické bridlice, žuly, svory a andezity. Štrky sú poloopracované (miestami s polohami, ktoré majú charakter drte) až opracované, v podloží s hrúbkou priemerne 6—8 cm. Polohy s prevahou štrku sa rytmicky striedajú s polohami a lavicami hrubozrnného piesku (vrt VRS-19, J. PRISTAŠ 1971).

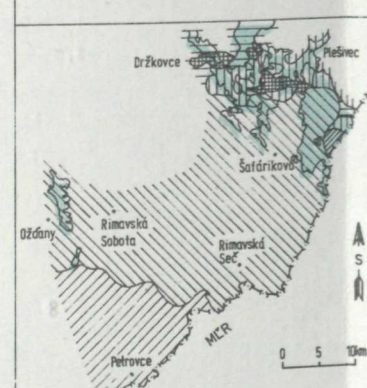
PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA PONTU  
RIMAVSKÁ KOTLINA - CEROVÁ VRCHOVINA (vých.časť)



VYSVETLIVKY

- PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI  
Oblasti erózie a denudácie  
OBLASTI KONTINENTÁLNE
- 1 [Symbol] - plochý relief
  - 2 [Symbol] - strmší relief
- Oblasti sedimentácie  
OBLASTI KONTINENTÁLNA
- 3 [Symbol] - jazerno-riečna
  - 4 [Symbol] - predpokladané rozšírenie jazerno-riečnej sedimentácie
  - 5 [Symbol] - jazerná? panon? pont (zakrytá)
- GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI
- 6 [Symbol] - prevládajú sedimenty (T-trias, J-jura, M-mezozoikum vcelku)
  - 7 [Symbol] - prevládajú metamorfity (C-karbon, P-perm)
  - 8 [Symbol] - vulkanoklastiká
- LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE
- 9 [Symbol] - pestré íly
  - 10 [Symbol] - štrky a piesky
  - 11 [Symbol] - íly a silty
- OSTATNÉ SYMBOLY
- 12 [Symbol] - erozívny okraj sedimentov pontu
  - 13 [Symbol] - okraj predpokladaného rozšírenia pontu
  - 14 [Symbol] - izolácie hrúbky v metroch
  - 15 [Symbol] - synsedimentárne zlomy
  - 16 [Symbol] - hlbinný zlom (plešivský)
  - 17 [Symbol] - predpokladaný smer prínosu klastického materiálu
  - 18 [Symbol] - označenie vrtu (vrt DV-3 pt-pont, pa-pa-panon-pont)

6a ROZSAH ÚTVAROV V PODLOŽÍ PONTU



- Vysvetlivky:
- 1 [Symbol] - rozsah sedimentov pontu
  - 2 [Symbol] - meliatská skupina
  - 3 [Symbol] - nekarbonatické horniny mezozoika
  - 4 [Symbol] - karbonáty silického príkrovu
  - 5 [Symbol] - sedimenty egeru
  - 6 [Symbol] - sedimenty egenburgu
  - 7 [Symbol] - sedimenty? panonu - pontu

Tabuľka 16 Postavenie riečnych terás v Rimavskej kotline (relatívna výška povrchu/báza v m)

Table 16 Position of river terraces in the Rimavská kotlina (depression) (relative altitude of surface/base in m)

Názov terasy Terrace name	Rimava		Blh (Radnovce)	Slaná (Kerepec)	Por. č. Ordinal No.
	(R. Sobota—Kurinec)	(Jesenské)			
Najvyššie: Highest:					
vrchná upper	120/105	—	—	—	8
stredná middle	110—115/100	110/95	110/95?	124/122	7
spodná lower	90/80—85	85/83—73	75/60	105/90	6
Vysoké: High:					
vrchná upper	65—75/50	70/55	60/45	70—80/65	5
spodná lower	—	35/25	45/30	50/30	4
Stredná: Middle:					
vrchná upper	35/25	20/10—12	20/12	30/20	3
spodná lower	20—23/10	12—15/6	12—15/4—6	15/3—6	2
Nízke: Low:	4—6/1	6—7/1	6/0—1	4—7/1	1
Riečne nivy: (nivné) River plains:	0/—4—5	0/—5—6	0/—5—6	0/—6—7	0

V nadloží fluvialnej série vystupujú žltohnedé hrubozrnné hlinité piesky, zakryté povodňovými ílmi a hlinami. Na povodňových sedimentoch je sformovaný 4—6 m hrubý komplex interglaciálnych, silne rubifikovaných pôd so stratigrafickým rozpätím až po pôdy gūnz-mindelského interglaciálu (cromer). Fosílné pôdy sú zakryté sériou spraší a sprašových hĺn mladého pleistocénu.

Výraznejšiu pozíciu a vzťahy fluvialných štrkov najvyššej terasy pozorujeme mimo sledovaného územia, na rozhraní Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny pod bazaltovým prúdom, západne od Filakova, kde sa báza akumulácie nachádza v relatívnej výške 120—130 m s postupným spádom pozdĺžneho profilu na 90 m (J. PRISTAŠ et al. 1984).

Na báze (kameňolom pod kótou Chrást pri Ratke a na svahoch pozdĺž celého bazaltového prúdu) vystupujú hrubšie, priemerne vytriedené piesčité štrky. Tieto majú podľa J. HORNIŠA (1984) nasledovné zrnitostné parametre:

štrk	— 40 %	Md	— 1,9 %
piesok	— 45,1 %	So	— 5,8 %
silt	— 5,9 %	Sk	— 1,0 %

Štrky sú tvorené zaoblenými, v menšej miere aj polozaooblenými valúnmi. Často sa vyskytujú guľaté, dokonale zaoblené zrná. Valúnový materiál je zložený prevažne z kremenca a kremenného pieskovca. V hojnom množstve sú zastúpené arkózy, arkózové pieskovce a droby, ktoré sa vyznačujú veľmi dobrou sféricitou. Druhorado, až ojedinele sa vyskytujú kremene, metakvarcity, fylity, svory, bazalt, andezit a ich vulkanoklastiká.

V ľahkej minerálnej frakcii prevládajú zrná kremeňa, bohato sú zastúpené limonitované zrná, čiastočne úlomky hornín a živce, väčšinou s bielym kaolinizovaným povrchom. Len druhorado sa objavujú sludy a glaukonit. V ťažkej minerálnej frakcii prevládajú opakové minerály, ktoré tvorí najmä magnetit a limonit, druhotne leukoxén a pyrit. Bohato sú zastúpené granáty a významnejšie množstvo tvoria aj amfiboly, turmalín a apatit (J. HORNIŠ 1984).

Piesčité štrky korytovej fácie smerom k nadložíu prechádzajú do šikmo zvrstvených pieskov až pieskoštrkov. V celom súvrství sú zastúpené šošovky stredno- až jemnozrnných, dobre vytriedených pieskov a miestami závalky svetlosivého piesčitého ílu. Piesky sú veľmi dobre vytriedené s podobným zložením ako podložná mineralogicko-petrografická akumulácia. V ťažkej frakcii však ešte výraznejšie prevládajú opakové minerály a relatívne často sú zastúpené granáty. Hrúbka súvrstvia je 2—3 m.

V nadloží korytovej fácie ležia červenohnedé, vo vlhkom stave až karminovočervené hrubo- až strednozrnné piesky, miestami štrky s výraznými červenohnedými klinovými zátekmi do podložia. Smerom k nadložíu piesky (hrúbka 0,70 m) a pieskoštrky prechádzajú do červenosivoškrvných pieskov, na ktorých leží tehlovočervená až karminovočervená značne piesčitá hĺna až stmelený hlinitý piesok — čiastočne termicky pozmenená, silne rubifikovaná pôda. V pieskoch sa nachádzajú zrná kremeňa

a kremenca. V hlinitých pieskoch a hlinách sú v značnej miere zastúpené zrná vulkanoklastík a ich prítomnosť sa zväčšuje v nadložnom, 0,30–0,40 cm hrubom tmavosivom humóznom horizonte, ktorý pravdepodobne zakončuje vývojový cyklus najstaršej pleistocénnej pôdy. Celá fosilná pôda stavbou pôdneho profilu pripomína fosilnú pôdu typu andosol. Tieto pôdy sú formované v podmienkach mierne teplej klímy na vulkanoklastických vrstevnatých sedimentoch. Spodné horizonty týchto pôd sa typologicky zhodujú s fosilnými, silne rubifikovanými pôdami, vyvinutými na fluvialných sedimentoch (íloch) vrchnej a strednej (biber a donau) terasy Rimavy.

Podľa E. VAŠKOVSKIJ (1984) predstavujú červenohnedé piesky, pieskoštrky a čiastočne aj štrky resedimentované rubifikované pôdy, na ktorých je naložená vrstva, sformovaná v krátkom pôdotvornom procese, reprezentovanom rubifikovanou piesčitou a tmavosivou humóznou pôdou, sformovanou v nivnom prostredí, ktorá bola zakrytá tuľmi a tufitickými sedimentmi.

V nadloží pôdneho komplexu sa miestami zachoval 60–90 cm hrubý horizont jemno- až strednozrnných tufov a piesčitých tufitických sedimentov.

Na báze horizontu vystupuje 0,6 cm vrstva sivého jemnopiesčitého až prachovitého sedimentu (tufitu). V jeho nadloží je 0,2–0,3 cm vrstva žltosivého až hnedastého hrubozrnného pórovitého piesčitého tufitického sedimentu (tufu). Na tufitickom horizonte leží bazaltový prúd cerovej bazaltovej formácie.

Izochrónny rádiometrický vek bazaltov lávového prúdu je podľa nových údajov  $1,8 \pm 0,32$  mil. rokov (K. BALOGH – ústne oznámenie). Geologická pozícia sedimentov a vulkanitov však nasvedčuje, že tu platí skôr minimálny vekový údaj.

Fluviálne sedimenty sú vekovo mladšie než tufitické maarové sedimenty pri Hajnáčke s faunou cicavcov, ktorú popísal J. FEJFÁR (1964).

## Donau

Výraznejšie je zachovaná stredná najvyššia terasa, vystupujúca na pravom brehu Rimavy severne od Antolovej pustatiny a južne od obce Mojín, v doline Suchej pod bazaltovým prúdom cerovej bazaltovej formácie a ďalej sútokovej časti Rimavy a Blhu pod kótou Ipeňník. V doline Slanej sú zvyšky štrkov uvedenej terasy zachované reziduálne na ľavom brehu v okolí obce Hubovo.

Fluviálne sedimenty terasy sú zastúpené bazálnymi štrkami korytovej fácie a nachádzajú sa 20–25 m pod úrovňou podložia bazálnych vrstiev poltárskeho súvrstvia. Miestami sú zastúpené piesčitémi, slabozahlinenými štrkami, ktoré sú zložené z rezistentných valúnov kremeňa a kremenca.

V zložení ťažkých minerálov, ktoré tvoria terasu Rimavy, podľa J. HORNIŠA (ústne oznámenie) presvedčivo prevládajú opakované minerály (95–98 %), ojedinele sa vyskytuje rutil, zirkón, turmalín, epidot a zakalené minerály. Hrúbka fluvialnej série je 2–5 m.

V nadloží fluvialných štrkov sa vrtom VRS-18 (J. PRISTAŠ 1971) na povodňových hlinách a íloch zistili tehlovočervené až karmínové polymodálne, slabopiesčité hliny — silne rubifikované pôdy donau-günzského interglaciálu. Fosilné pôdy prekrýva séria mladších sprašových hĺn.

V nadloží štrkov korytovej fácie, pod lávovým prúdom pri Husinej, vystupujú pestrofarebné, sivohnedočervené piesčité íly nivnej fácie. Na nivnej fáci bol sformovaný 2 m hrubý horizont hliny tehlovočervenej farby s výraznými sivými zátekmi do podložia. Horizont reprezentuje silne rubifikované pôdy donau-günzského interglaciálu, čo potvrdzuje vek štrkov, ktoré je možné začleniť do obdobia dunajského glaciálu. Okrem toho stratigrafickú príslušnosť štrkov potvrdzujú rádiometrické (izochrónne) veky nadložných bazaltov.

Bazalty husinského prúdu vykazujú vek  $1,62 \pm 0,32$  mil. rokov (K. BALOGH et al. 1981) a sú mladšie než bazalty ležiace vo vyššej pozícii lávového prúdu pri Ratke (Filakovo).

V kontexte geologického vývoja a morfolologickej pozície sa najstaršie akumulácie piesčitých štrkov zdajú byť ešte mladšie ako izochrónne veky nadložných bazaltov. Túto skutočnosť v oblasti husinského bazaltového prúdu potvrdzuje typológia rubifikovaných pôd a paleomagnetizmus — záporná magnetizácia bazaltových a rubifikovaných pôd v podloží bazaltov (I. PAGÁČ — ústne oznámenie). Séria rubifikovaných pôd (kromer), mladších sprašových hĺn a pôd ležiacich na bazaltoch je charakterizovaná kladnou polaritou a patrí do paleomagnetického epochy Brühnes. Bazalty a podložné fosilné pôdy, piesky a piesčité štrky so zápornou polarizáciou patria do epochy Matuyama.

Zmena polarizácie medzi bazaltmi a nadložnými kromerskými rubifikovanými pôdami indikuje rozhranie Brühnes — Matuyama, ktoré je zároveň doložené typológiou a superpozíciou sprašových hĺn a fosilných pôd stredného a mladého pleistocénu, zachovaných nad kromerskými pôdami.

## Günz

Morfologicky a sedimentačne sa výraznejšie a širšie uplatnila nasledujúca etapa ďalšieho prehĺbenia dolín a akumulácia štrkov, spadajúca do obdobia najstaršieho pleistocénu. V jej priebehu došlo k 20 m prehĺbeniu korýt hlavných riek a ich prítokov a k sedimentácii štrkov spodnej najvyššej terasy. Neskoršie došlo k vývoju hrubých horizontov zvetrávania, tvorených fosilnými, silne rubifikovanými pôdami (kromer).

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 a od obce Jesenské sa čiastočne zachovala na ľavom brehu rieky v okolí Belína a západne od Chanavy, ako aj na ľavom brehu Slanej, na čiare Lenka–Kesovo–Lóci.

Na báze terasy (pozdĺž eróznej hrany) vystupujú sivé až sivožlté piesčité zvetralé štrky a pieskoštrky s polohami a šošovkami stredno- až hrubozrnných pieskov (obr. 15).

Podobne ako pri všetkých starších terasách v petrografickom zložení štrkov korytovej fácie prevládajú rezistentné valúny žilného kremeňa a kremeňa, druhotne sú však zastúpené valúny porfyroidov, pieskovca, kryštalických bridlic a ojedinele zvetrané valúny andezitu.

Litologicky pestrejšia je fluvialná séria gūnzskej terasy Slanej, tvorená 3–4 m hrubým súvrstvom limonitizovaných a zahľinených piesčitých štrkov a pieskov (vrt ŠTV-17).

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

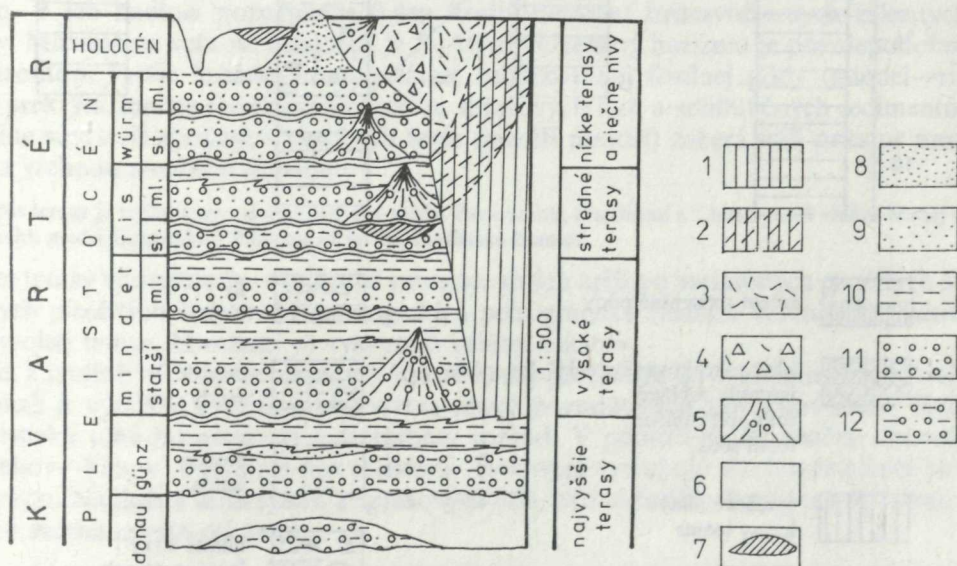
V nadloží štrkov korytovej fácie vystupujú sivožlté až hnedasté, jemno- až strednozrnné piesky, s ojedinelými drobnými valúnikami kremeňa (vrch Sürü berc), niekedy silne zahľinené červenohnedé prolúviálne štrky (obr. 15).

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

## Mindel

V stavbe kvartéru Rimavskej kotliny sa uplatňuje najmä etapa spadajúca do obdobia starého pleistocénu. Je s ňou spojená najrozsiahlejšia tvorba štrkov 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 dochádza k postupnému znižovaniu amplitúdy zdvihu, k plytšiemu zarezávaniu korýt riek a k zužovaniu laterálnej erózie a fluvialnej sedimentácie.



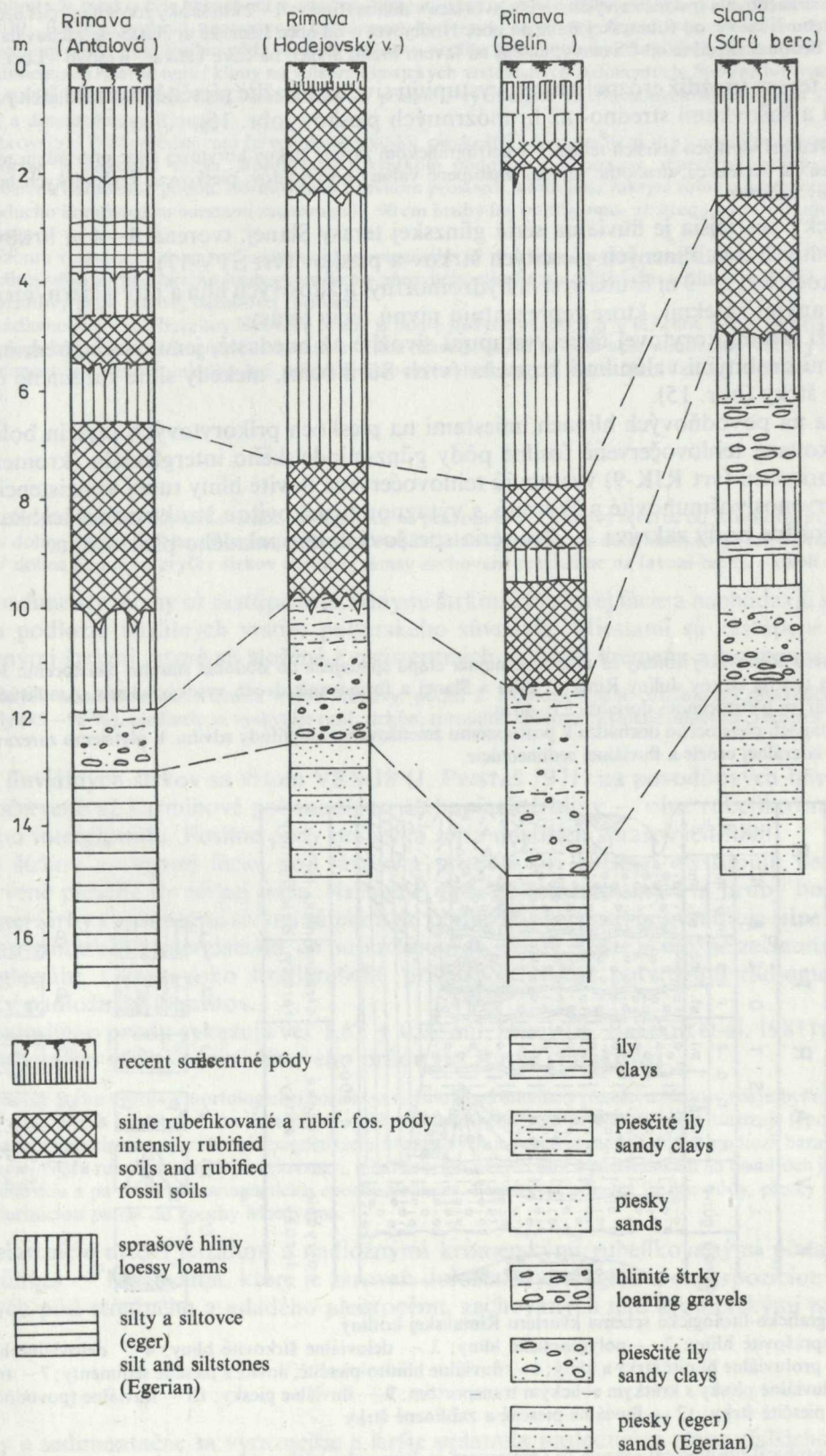
Obr. 15a Stratigraficko-litologická schéma kvartéru Rimavskej kotliny

1 — spraše a sprašovité hliny; 2 — polygenetické hliny; 3 — deluviálne štrkovité hliny; 4 — deluviálne hlinito-kamenité sedimenty; 5 — prolúviálne hlinité štrky a hliny; 6 — fluvialne hlinito-piesčité, ílovité a piesčité sedimenty; 7 — travertíny, sypké penovce; 8 — fluvialne piesky s krátkym eolickým transportom; 9 — fluvialne piesky; 10 — fluvialne (povodňové) hliny a íly; 11 — fluvialne piesčité štrky; 12 — fluvialne piesčité a zahľinené štrky

Fig. 15a Stratigraphical-lithological scheme of Quaternary in Rimavská kotlina (depression)

1 — loesses and loessy loams, 2 — polygenetic loams, 3 — deluvial loamy-stony sediments, 4 — deluvial loamy-stony sediments, 5 — proluvial loamy gravels and loams, 6 — fluvial loamy-sandy, clayey and sandy sediments, 7 — travertines, loose tuffa, 8 — fluvial sands with short eolian transport, 9 — fluvial sands, 10 — fluvial (flood) loams and clays, 11 — fluvial sandy gravels, 12 — fluvial sandy and loamy gravels





Obr. 15b Korelačná schéma geologickej stavby gúnzských terás riek Rimavskej kotliny. (Zostavil J. PRISTAŠ)

Fig. 15 Correlation scheme of geologic structure of the Rimavská kotlina (depression) Günz river terraces. (Compiled J. PRISTAŠ)

Sedimenty starého pleistocénu v Rimavskej kotline, v priľahlých častiach Slovenského rudohoria a Slovenského krasu tvoria plošne najrozsiahlejšiu akumuláciu. Sú vyvinuté v dvoch terasových úrovniach a zastúpené vrchnou a spodnou vysokou terasou.

Terasy tvoria miestami 1—2 km široký pás územia, zachovaný pozdĺž Rimavy, Blhu a Slanej, sporadicky sú zachované aj v rozšírených úsekoch dolín v priľahlej časti Slovenského rudohoria. S formovaním vysokých terás úzko súvisí formovanie jaskynných sedimentov a priestorov vo Veľkej drienčanskej jaskyni.

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

Náplavové kužele rozšírené na hranicu kotliny s predhorím Slovenského rudohoria sú budované 4—6 m hrubým komplexom hlinitých štrkov, zložených z hrubých blokov andezitov, tufov a druhotne sú zastúpené valúnmi kremeňa a kremenca.

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 (obr. 16). Smerom k predhoriu Slovenského rudohoria pozorujeme výraznú konvergenciu terás jednotlivých tokov, pričom vrchná vysoká terasa Rimavy vyklíňuje pri Veľkých Teriakovciach, terasa Blhu končí pri Drienčanoch a terasa Slanej v okolí Čoltova.

Fluviálnu sériu terasy (hrúbka 3—5 m) tvoria hrubé, miestami značne limonitizované piesčité štrky. Celý komplex je v porovnaní s fluviálnymi sedimentmi terás najstaršieho pleistocénu viac vytriedený a výrazne zvrstvený.

Veľkosť stredného zrna z vrtu ORV-17 (Oravka) dosahuje  $Md = 3,0$  stupeň triedenia  $So = 6,32$ . Litologické zloženie štrkov pozdĺž jednotlivých tokov je značne premenlivé. Prevláda však štrková zložka nad piesčitou. Maximálny priemer valúnov je 18—20 cm. Prevládajú dobre opracované valúny kremeňa, kremenca, kremitých porfýrov, kryštalických bridlic a fylitov. Druhora do 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 okrovožlté až žltosivé strednozrnné eolické piesky s fragmentmi malakofauny, ktoré sa nám nepodarilo určiť.

Nad pieskami vystupujú sivé až tmavosivé povodňové íly a hliny, s hnedými zátekmi a bridličnatým rozpadom. V ich nadloží pozorujeme 0,4 m hrubý horizont hrdzavočiernych železitých konkrécií a bročkov. Maximálna veľkosť konkrécií je 5—10 cm. Uvedený horizont je pravdepodobne ortšteino-vým horizontom vyššie ležiacej interglaciálnej rubifikovanej fosilnej pôdy (mindel—ris). Pôda je miestami prekrytá značne redukovanou sériou sprašových hlín a soliflukčných sedimentov (obr. 16).

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. V doline Slanej sa zachoval na jej ľavom brehu medzi Gemerskou Panicou až po čsl.-maďarské hranice.

Na báze terasy vystupuje 3—4 m hrubé súvrstvie sivých krížovo zvrstvených piesčitých štrkov a viac vytriedených piesčitých štrkov. Mineralogické a petrografické zloženie valúnov je podobné ako pri vrchnej vysokej terase. Miestami sa vyskytujú valúny silicitov.

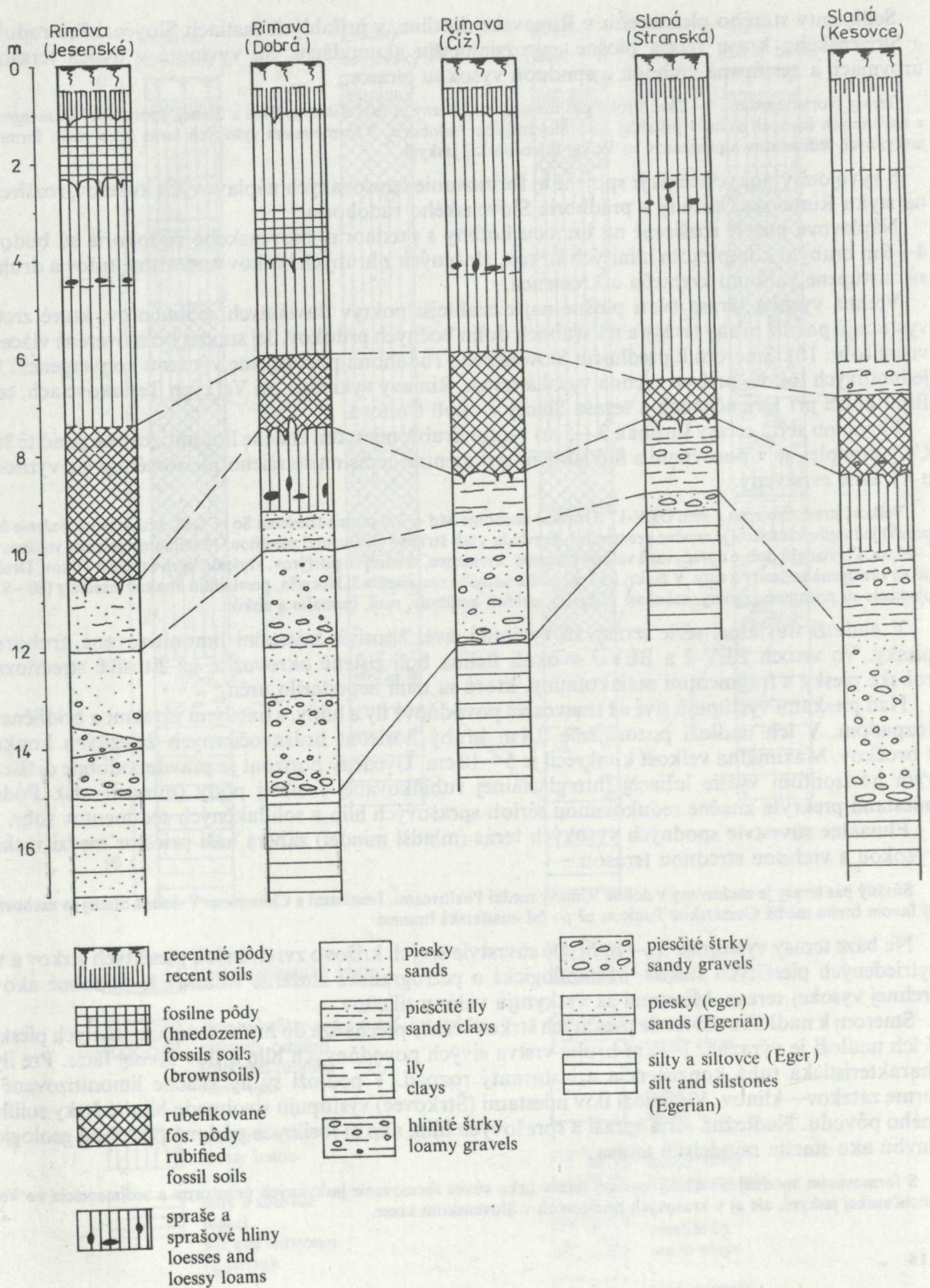
Smerom k nadložiu súvrstvie piesčitých štrkov terasy prechádza do hrubozrnných ílovitých pieskov. V ich nadloží je výrazná, 1—2 m hrubá vrstva sivých povodňových hlín a ílov nivnej fácie. Pre íly je charakteristická tuhá konzistencia a lastúrnatý rozpad. V podloží sú íly značne limonitizované vo forme zátekov—klinov. V nadloží ílov miestami (Štrkovec) vystupujú sivohnedé hlinité štrky soliflukčného pôvodu. Nadložná séria spraší a sprašových hlín, ako aj fosílnych pôd má podobnú geologickú stavbu ako staršia mindelská terasa.

S formovaním spodnej a vrchnej vysokej terasy úzko súvisí formovanie jaskynných priestorov a sedimentácia vo Veľkej Drienčanskej jaskyni, ale aj v krasových priestoroch v Slovenskom krase.

## Ris

Na rozhraní starého a stredného pleistocénu po krátkom období hĺbkovej erózie (10 m) sa začína formovať skupina terás stredného pleistocénu.

V prvej fáze sedimentovali fluviálne a proluviálne uloženiny vrchnej strednej terasy a terasovaných kužeľov. Obdobie je charakterizované rozsiahlou deštrukciou (soliflukciou) sedimentov starších pleistocénnych terás a ich pokryvov, ale aj výrazným preťažovaním korýt riek splavených štrkovým



Obr. 16 Korelačná schéma geologickej stavby mindelských terás riek Rimavskej kotliny. (Zostavil J. Pristaš 1985)

Fig. 16 Correlation scheme of geologic structure of the Rimavská kotlina (depression) Mindel river terraces. (Compiled by J. Pristaš 1985)

materiálom, čo zapríčiňuje sedimentáciu hrubých polôh štrkov. S uvedenou fázou je spojené formovanie staršej riskej terasy.

V druhej fáze sa odohralo ďalšie stupňovité zarezávanie korýt Rimavy, Slanej a Blhu spolu s ich prítokmi a napokon rozsiahla fáza sedimentácie piesčitých štrkov mladšej riskej (hlavnej) terasy. Nie je vylúčené, že sedimentácia fluviálnych prvkov prebiehala v dvoch podfázach.

Po usadení štrkov a povodňových hĺn nastáva obdobie rozsiahlej eolickej činnosti — sedimentácia spraši, z sprašových hĺn a pôd, ktoré končí až v neskorom würme.

Medzi strednými terasami zaberá morfológicky najvyššiu pozíciu vrchná stredná terasa — starší ris (preris), zachovaná najmä v Rimavskej kotline.

Na báze terasy vystupujú piesčité, slabo zahlinené, miestami značne limonitizované štrky korytovej fácie so značným podielom prolúvií a splachov. Sú to hnedé až červenohnedé štrky, zložené z poloopracovaných a opracovaných valúnov kremeňa, kremenca a hornín gemeríd. Nadložie terasy tvorí nepatrná skrývka sprašových hĺn a soliflukčných hlinitopiesčitých sedimentov (štrkovisko pri železničnej stanici Dubovec).

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

Terasa je budovaná 2—3 m hrubým súvrstvom sivých piesčitých štrkov korytovej fácie.

Fluviálny materiál je dobre vytriedený. Priemerná veľkosť zrna terasy Rimavy v okolí Kurinca je Md — 0,2—2,0. Koeficient vytriedenia So — 7,6. Maximálny priemer valúnov je 10—15 cm (obr. 17).

Na báze terasy sa objavujú zvodené hrubé až veľmi hrubé štrky, ktoré sa smerom k nadložíu zjemňujú a prechádzajú do drobnejších zvrstvených štrkov, obsahujúcich výrazné polohy a šošovky dobre vytriedeného až hrubozrného piesku.

Materiál sa skladá z kremeňa, kremenca, menej sú zastúpené pieskovce, porfyroidy, andezity, tufy a v dolnej časti toku Rimavy ojedinele aj bazalty. V zložení ťažkej frakcie, ak ju porovnáme so staršími terasami, pri prevahe opakovaných minerálov (38—48 %) výrazne stúpa podiel granátov (18—28 %) a objavuje sa hyperstén. Výrazný je aj podiel zakalených minerálov, amfibolu, biotitu a epidotu. Menej je zastúpený zirkón, chlorit, apatit, rutil a zoizit.

Riský vek terasy je doložený výskytom nadložných fosílnych pôd ris-würmského interglaciálu. Okrem toho vo fluviálnej sérii v štrkoch terasy pri Chrámci (J. PRISTAŠ — Z. SCHMIDT 1977) sa našli zvyšky kostí *Mammuthus primigenius* (BLUM).

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

Na povodňových hlinách a íloch sú sformované dva výrazné hnedozemné fosílné pôdne horizonty ris-würmského interglaciálu. V nadloží terasy je spravidla zachovaná značne redukovaná skrývka spraši a sprašových hĺn (obr. 17).

Pomerne zúžený priestor v oblasti Slovenského rudohoria zaberajú ojedinelé výskyt plochých náplavových kužeľov, budovaných hlinito-štrkovitým materiálom vyplavením potokov.

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

Severovýchodne od obce Stránska (Rimavská kotlina) sa vyskytuje travertín, ktorý leží na fluviálnych štrkoch riskej terasy.

Travertínová kopa je budovaná tvrdým kompaktným, celistvým, v spodnej časti doskovitým travertínom bielej až sivobielej farby, s ojedinelými drobnými valúnkami kremeňa a s polohami sypkého travertínu. Hrúbka travertínu dosahuje 5—6 m (vrt VSH-10).

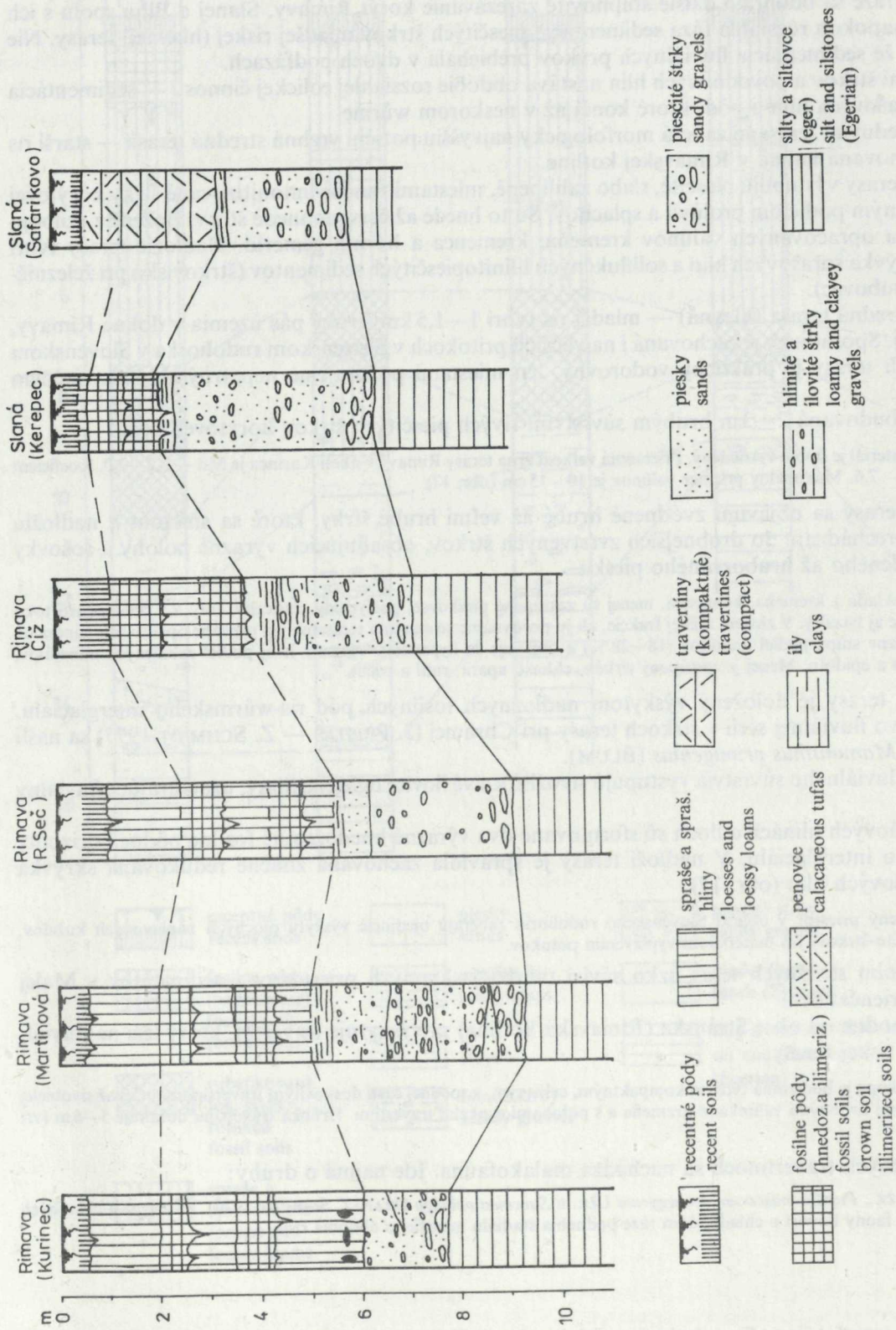
V kompaktných travertínoch sa nachádza malakofauna. Ide najmä o druhy:

*Pupilla loessica* LŽK., *Pupilla muscorum densegyrata* LŽK. a *Succinea oblonga* DRAP (Z. SCHMIDT 1970). Prítomnosť chladných prvkov pupilovej fauny hovorí o chladnejšom ráze podnebia štadiálu mladšieho obdobia risu.

## Würm

V mladom pleistocéne po krátkom období (ris-würm) prehĺbenia korýt pri značne zúženej laterálnej erózii dochádza k dvojfázovej akumulácii štrkov v dvoch úrovniach.

V prvej fáze, na rozhraní starého a mladého pleistocénu, došlo k asi 10 m prehĺbeniu korýt tokov



Obr. 17 Korelačná schéma geologickej stavby riských terás riek Rimavskej kotliny. (Zostavil J. Pristaš 1985)  
 Fig. 17 Correlation scheme of geologic structure of the Rimavská kotlina (depression) Riss river terraces. (Compiled by J. Pristaš 1985)

a k sedimentácii štrkov nízkej terasy, potom nasledovala dosť výrazná laterálna erózia (deštrukcia) staršej würmskej a mladšej riskej terasy.

V druhej fáze sa po nepatrnom 4—9 m prehĺbení korýt Rimavy, Blahu, Slanej a ich prítokov odohralo posledné výrazné zanesenie dŕn dolín štrkami a formovanie deluviálnych plášťov, ukončené čiastočným vyviatím piesčitého materiálu v neskorom würme.

Sedimenty mladého pleistocénu v Rimavskej kotline a v jej príľahlej časti sú zastúpené: proluviálnymi sedimentmi nízkych náplavových kužeľov, piesčitých štrkov nízkych terás riek, piesčitými štrkami dnovej výplne (akumulácie) nív, fluviálnymi pieskami s krátkym eolickým transportom a rozsiahlym pokryvom spraší a sprašových hŕn polygenetických sprašovitých hŕn pahorkatín a deluviálnych hŕnitých a hŕnito-kamenitých sedimentov.

Proluviálne sedimenty nízkych náplavových kužeľov sú rozšírené v predhorí Slovenského rudohoria. Tvoria ploché náplaváky, budované hŕnito-štrkovým materiálom.

Súvislejšie sa zachovali úzke pásy nízkej terasy (starší würm) Rimavy, Blhu a Slanej, zachované medzi riečnou nivou a spodnou strednou terasou na pravom brehu Rimavy a na ľavom brehu Slanej.

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

Fluviálne súvrstvie (obr. 18) nízkej terasy je tvorené piesčitými vytriedenými štrkami.

Valúnový materiál je dobre opracovaný, zložený z kremeňa, kremencov, andezitu, tufov, kryštálických bridlíc a ojedinele aj silícitov a bazaltov.

Piesčité štrky ležia vyššie, 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 opakovými minerálmi (30—34 %). Bohato sú prítomné amfiboly, granáty, epidot, zoizit a hyperstén (J. HORNIŠ — ústne oznámenie).

V nadloží fluviálneho súvrstvia leží 2—3 m hrubá skrývka spraší a sprašových hŕn. Na viacerých miestach (Širkovce, Lanartovce) boli nájdené v štrkoch nízkej terasy zvyšky kostí *Mammuthus primigenius* (BLUM).

Najnižšiu pozíciu v dolinách riek zaoberá dnová výplň riečnych nív, odkrytá korytami riek (obr. 19).

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 pri nízkej terase. V zložení ťažkých minerálov na prvé miesto patria granáty (35 %) a potom opakové minerály (22—28 %). Značne stúpa podiel hypersténov (7 %).

V bezprostrednom nadloží fluviálnej série dnovej výplne v okolí Lanartoviec 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.

Spraše a sprašové hŕny v Rimavskej kotline (eolicko-deluviálne sedimenty) tvoria viac-menej súvislú pokrývku na fluviálnych sedimentoch nízkej, stredných, vysokých a najvyšších terás Rimavy, Blhu a Slanej. Sprašová pokrývka je prerušená len na veľmi exponovaných svahoch a na erózných hranách terás.

Celkove v stavbe sprašových sérií terás pozorujeme postupne zväčšovanie hrúbky smerom k starším vyšším terasám. Na nízkej terase tvoria 1—2 m hrubý pokryv, na stredných 4—6 m, na vysokých a najvyšších 6—8 m pokryv.

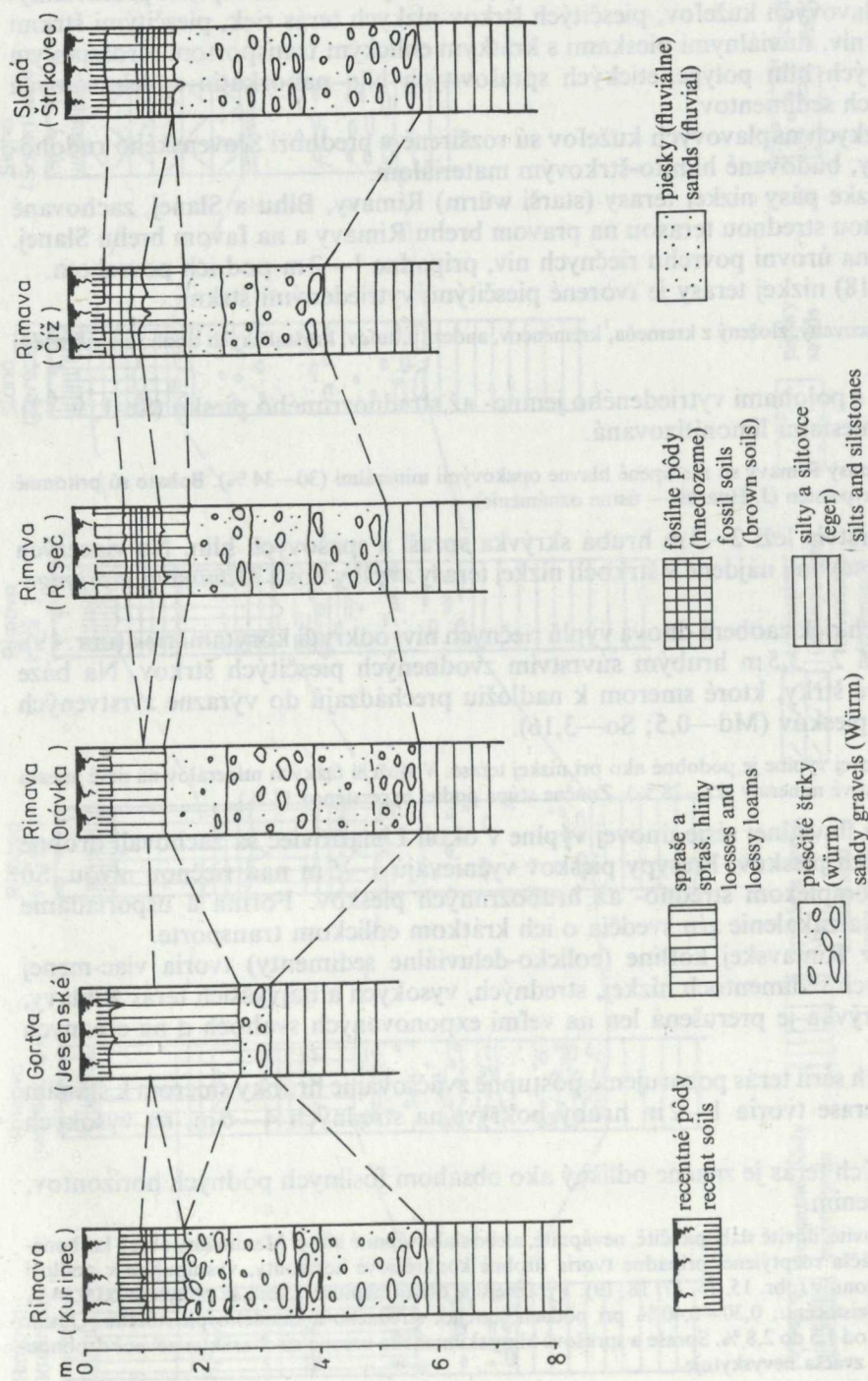
Sprašový pokryv jednotlivých terás je značne odlišný ako obsahom fosílnych pôdnych horizontov, tak aj granulometrickým zložením.

Sú to zväčša ilovité, ilovito-prachovité, ilovité slabopiesčité, nevápnité, alebo slabovápnité hŕny. Maximálny obsah karbonátov tvorí asi 1 %. Karbonáty sú zväčša rozptýlené, prípadne tvoria drobné konkréciové horizonty, vystupujúce v podloží recentných a fosílnych pôdnych horizontov (obr. 15, 16, 17, 18, 19). Výraznejší je obsah humusu, ktorý sa pohybuje od 0,14 % recentných a fosílnych pôdnych horizontov; 0,30—0,40 % pri pôdach starého, stredného a mladého pleistocénu. Obsah humusu pri recentných pôdach kolíše od 1,5 do 2,8 %. Spraše a sprašové hŕny skúmaného územia sú charakterizované drobnou hranolovitou odlučnosťou. Fauna sa zväčša nevyskytuje.

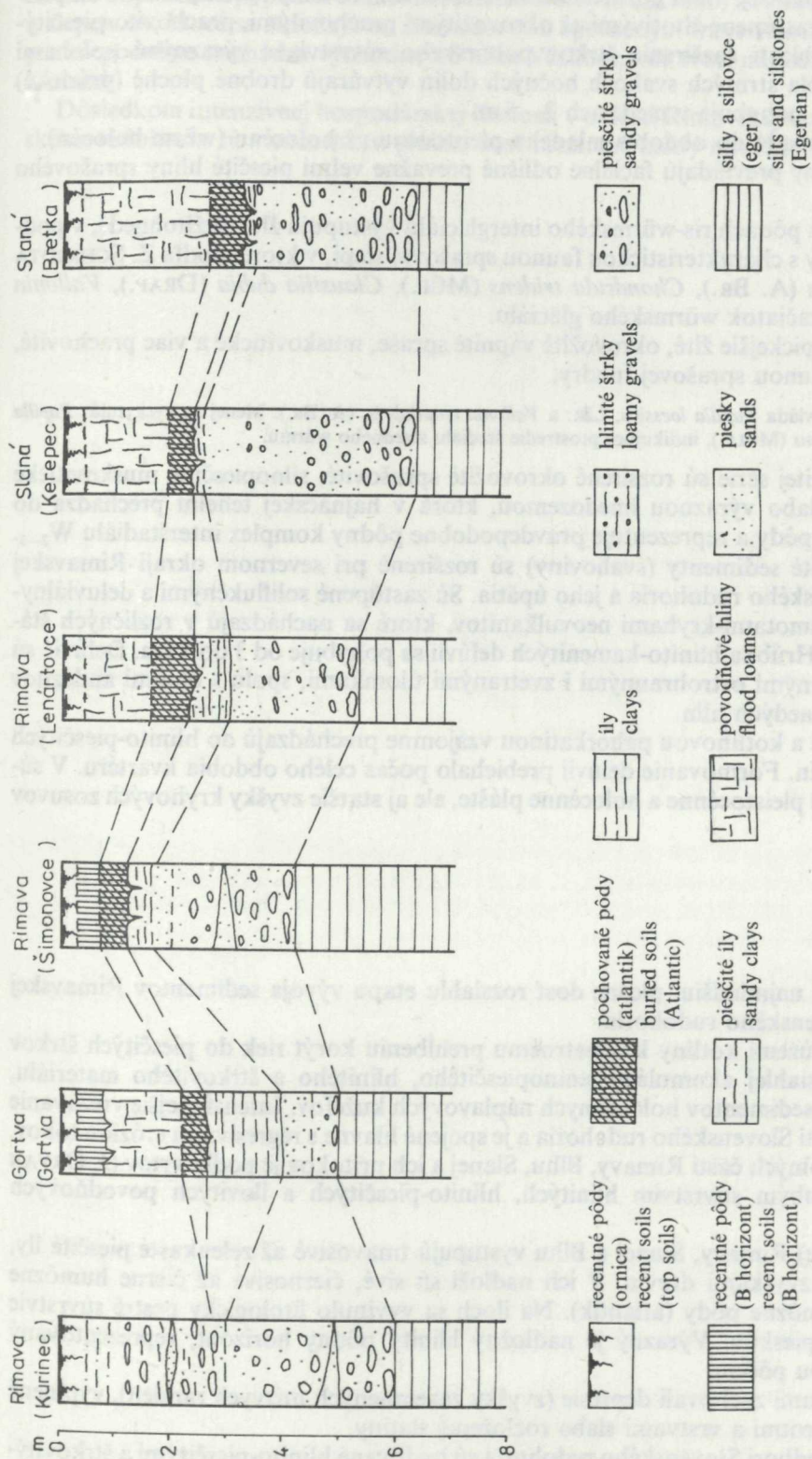
Na základe dvoch, miestami až troch fosílnych horizontov hneдозemí začleňujeme podstatnú (najmä vrchnú) časť sprašových sérií terás do mladého pleistocénu-würmu.

Hŕnito-piesčité (deluviálne), sprašovité a polygenetické sedimenty sú rozšírené na medzirieči Rimavy, Blhu a Slanej, kde budujú najmä úpätia svahov pahorkatín a Cerovej vrchoviny.

Vďaka dostatočne veľkej energii reliéfu kotlinových pahorkatín pri cyklickom obnovovaní expozície



Obr. 18 Korelačná schéma geologickej stavby würmských terás riek Rimavskej kotliny. (Zostavil J. Pristaš 1985)  
 Fig. 18 Correlation scheme of geologic structure of the Rimavská kotlina (depression) Würm river terraces. (Compiled by J. Pristaš 1985)



Obr. 19 Korelačná schéma geologickej stavby niv riek Rimavskej kotliny (Zostavil J. Pristaš 1985)

Fig. 19 Correlation scheme of geologic structure of the Rimavska kotlina (depression) river plains (Compiled by J. Pristaš 1985)



svahov a prehlbovaní dolín v priebehu pleistocénu a holocénu došlo k úplnej deštrukcii starších zvetralín. Výraznejšie hrúbky svahovín sa zachovali len na tesnom úpätí svahov a úvalín a tvoria deluviálne plášte. Ide o diageneticky málo pozmenené a odvápnené zvetraliny egerských siltov a pieskov. Vo väčšine prípadov sú zastúpené žltosivými až okrovožltými prachovitými, prachovito-piesčítymi a ílovitými hlinami, v oblasti rozšírenia štrkov poltárskeho súvrstvia s výraznými polohami preplavených štrkov a ílov. Na strmých svahoch bočných dolín vytvárajú drobné ploché (prúdové) zosuvy. Hrúbka celej série sa pohybuje v medziach 2—5 m.

Celá séria vekovo zväčša spadá do obdobia mladého pleistocénu až holocénu (würm-holocén).

V oblasti Cerovej vrchoviny prevládajú faciálne odlišné prevažne veľmi piesčité hliny sprašového charakteru.

Bezprostredne na fosílnych pôdach ris-würmského interglaciálu vystupujú žlté až žltohnedé, v podloží sivasté, silne piesčité hliny s charakteristickou faunou sprašovaj stepi, v ktorej podľa Z. SCHMIDTA dominujú *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Chondrula tridens* (MÜL.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Vallonia pulchela* (MÜL.), indikujúce začiatok würmského glaciálu.

V ich nadloží vystupujú typickejšie žlté, okrovožlté vápnité spraše, muskovitické a viac prachovité, s charakteristickou malakofaunou sprašovej tundry.

Podľa Z. SCHMIDTA výrazne prevláda *Pupilla loessica*, Lžk. a *Vallonia tenuilabris*, (A. BR.). Menej sa vyskytujú: *Pupilla triplicata*, (SKR.), cf. *Chondrula tridens* (MÜL.), indikujúce prostredie štadiálu stredného würmu.

V nadloží (pokryvov) hlinitej série sú rozšírené okrovožlté sprašovité, silnopiesčité, muskovitické hliny až piesky, rozdelené slabo výraznou hnedozemou, ktorá v hajnácskej tehelni prechádza do oglejenej, až slabo humóznej pôdy a reprezentuje pravdepodobne pôdny komplex interštadiálu W<sub>2-3</sub>.

Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty (svahoviny) sú rozšírené pri severnom okraji Rimavskej kotliny, budujú svahy Slovenského rudohoria a jeho úpätia. Sú zastúpené soliflukčnými a deluviálnymi, najmä však zosuvnými hmotami-kryhami neovulkanitov, ktoré sa nachádzajú v rozličných štádiách zvetrania a deštrukcie. Hrúbka hlinito-kamenitých delúvií sa pohybuje od 3 do 15 m. Delúviá sú zastúpené chaoticky roztrúsenými ostrohrannými i zvetranými úlomkami, spolu s blokmi andezitov a tufov s polohami červenohnedých hlin.

Na styku s pokryvmi terás a kotlinovou pahorkatinou vzájomne prechádzajú do hlinito-piesčitých sprašovitých a sprašových hlin. Formovanie delúvií prebiehalo počas celého obdobia kvartéru. V súčasnosti sa zachovali len malé pleistocénne a holocénne plášte, ale aj staršie zvyšky kryhových zosuvov (Pokoradz—Zacharovce).

## Holocén

Vrstvy holocénu predstavujú najmladšiu, plošne dosť rozsiahlu etapu vývoja sedimentov Rimavskej kotliny a príahlej časti Slovenského rudohoria.

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. Intenzívnejšie vrezávanie korýt sa odohralo len v oblasti Slovenského rudohoria a je spojené hlavne s regresívnou eróziou tokov.

Nivná pokrývka (séria) dolných častí Rimavy, Blhu, Slanej a ich prítokov je podľa vrtov (J. ORVAN 1963) budovaná 3—5 m hrubým súvrstvom hlinitých, hlinito-piesčitých a ílovitých povodňových sedimentov (obr. 19).

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

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

Úzke doliny potokov a predhorí Slovenského rudohoria sú budované hlinito-piesčítymi a štrkovitými sedimentmi privalových vôd.

Vrchnú časť nivného súvrstvia v ústiach potokov, miestami aj povrch mladšej riskej a staršej würmskej terasy prekrýva hlinito-piesčitý alebo hlinito-štrkovitý a kamenitý komplex (2—6 m) nápla-

vov (proluviálních sedimentov), ktoré sa miestami vkladajú do pestrého súvrstvia níh hlavných tokov.

Na povrchu mladšej riskej terasy pri štátnej nemocnici v Šafarikove a južnom okraji Starne boli zistené doposiaľ nepopísané mladé holocénne vrstvy hrdzavého, sivého a sivobieleho penovca, pieskov a zlepcov, ktoré sa striedajú so žltohrdzavým spevneným travertínom. Ďalšia lokalita travertínu sa pravdepodobne nachádza východne od obce Včelínce, kde tvorí nápadný kopec, prikrýty sprašovými hlinami.

Dôsledkom intenzívnej hospodárskej činnosti v oblasti Rimavskej kotliny a v prilahlej časti Slovenského rudohoria sú v súčasnosti plošne dosť rozšírené haldy navážky a hlušiny.

# GEOFYZIKÁLNE MERANIA A ICH INTERPRETÁCIA

J. BODNÁR — M. FILO — L. HUSÁK — J. MÁJOVSKÝ

Postupne realizované gravimetrické, magnetické, geoelektrické a seizmické merania, doplnené o štúdium fyzikálnych vlastností hornín, ktoré sa podieľajú na stavbe skúmaného územia, priniesli množstvo informácií o geofyzikálnych poliach a o fyzikálnych rozhraniach, a tým aj predstavy o priestorovom rozšírení nehomogenít v zemskej kôre a vo vrchnom plášti.

Výsledky geofyzikálnych prác boli podrobne analyzované v zmysle najnovších poznatkov. Pri analýze bola pozornosť venovaná hlavne fyzikálnym prejavom štruktúrno-morfologických foriem skrytého predterciérneho podložía a ďalších výrazných inhomogenít na spomínanom území. Syntéza výsledkov geofyzikálnych výskumov a najnovších geologických poznatkov bola realizovaná v rámci komplexnej interpretácie geofyzikálnych údajov.

## Fyzikálne vlastnosti hornín

Fyzikálne vlastnosti hornín sme stanovili v laboratórnych podmienkach na vzorkách, odobratých z prirodzených i umelých odkryvov, resp. z vrtoch. Celkove sa stanovili hustotné parametre na 3084 vzorkách hornín, z toho 432 na vzorkách z vrtných jadier. Z magnetických vlastností bola stanovená veľkosť objemovej magnetickej susceptibility a veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie na 1145 vzorkách. Odporová diferenciácia horninových komplexov sa vykonala na základe merných odporov, získaných zo spracovania interpretovaných kriviek vertikálnych elektrických sondovaní (ďalej VES) a z parametrických meraní na odkryvoch hornín, resp. pri vrtoch so známym geologickým profilom.

Horniny podieľajúce sa na geologickej stavbe Rimavskej kotliny a jej okolia predstavujú z hľadiska fyzikálnych vlastností značne heterogénny súbor. Pestrosť geologickej stavby terciérneho komplexu, ako i jeho podložía, sa odráža vo všetkých sledovaných fyzikálnych parametroch.

### *Hustotná charakteristika hornín*

Výsledky skúmania hustotných charakteristík (objemová hustota, mineralogická hustota a pórovitosť) jednotlivých petrografických typov, podieľajúcich sa na geologickej stavbe terciérnych a predterciérnych komplexov v spomínanej oblasti, sú zhrnuté v tabuľkách 17—20 a obr. 20. Pre príslušné typy sú uvedené základné štatistické údaje (veľkosť súboru, variačné rozpätie, aritmetický priemer, štandardná odchýlka a koeficient variability).

Hustotné parametre terciérnych hornín sú značne variabilné, najmä objemové hustoty a pórovitosť, hoci aj pri rovnakých litologických typoch.

Z terciérnych hornín sa ako najľahší prejavuje komplex ryodacitových tufov a tufitov. Ich priemerná objemová hustota je  $1,59 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$  a priemerná pórovitosť dosahuje 35,4 %.

Priemerná objemová hustota vulkanickoklastických hornín andezitového a bazaltového vulkanizmu dosahuje  $2,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$  a pórovitosť kolíše približne okolo 23 %.

Pyroxénicko-amfibolické andezity, bazalty a bazanity patria k najťažším horninám terciérneho komplexu. Ich priemerné objemové hustoty varírujú v rozpätí  $2,60$  až  $2,76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$  a priemerná pórovitosť je cca 3 %.

Povrchové objemové hustoty terciérnych hornín (bez vulkanických členov) varírujú v rozpätí  $1,80$ — $2,40 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$  a pórovitosť dosahuje 15—33 %.

Postupné narastanie objemovej hustoty a znižovanie pórovitosti terciérnych sedimentov smerom do hĺbky je možné číselne vyjadriť nasledovne:

$$\begin{aligned} \rho_0 &= 2,12 + 0,31 \cdot H && \dots \text{kg} \cdot \text{dm}^{-3} \\ p &= 23,0 - 9,0 \cdot H && \dots \% \end{aligned}$$

$\rho_0$  vyjadruje hustotu v ľubovoľnej hĺbke,  $p$  je pórovitosť a  $H$  je hĺbka vyjadrená v km.

Na dokreslenie predstavy o vertikálnych zmenách hustotných parametrov nám poslúžili vrty.

Pre hustotné parametre hornín podieľajúcich sa na stavbe predterciérneho komplexu je charakteristická menšia variabilita ako u terciérnych hornín.

K najľahším predterciérnym horninám patria kremence, grafitické bridlice a sericitické fylity.

Tabuľka 17 Hustotné vlastnosti terciérnych hornín

Table 17 Tertiary rocks density properties

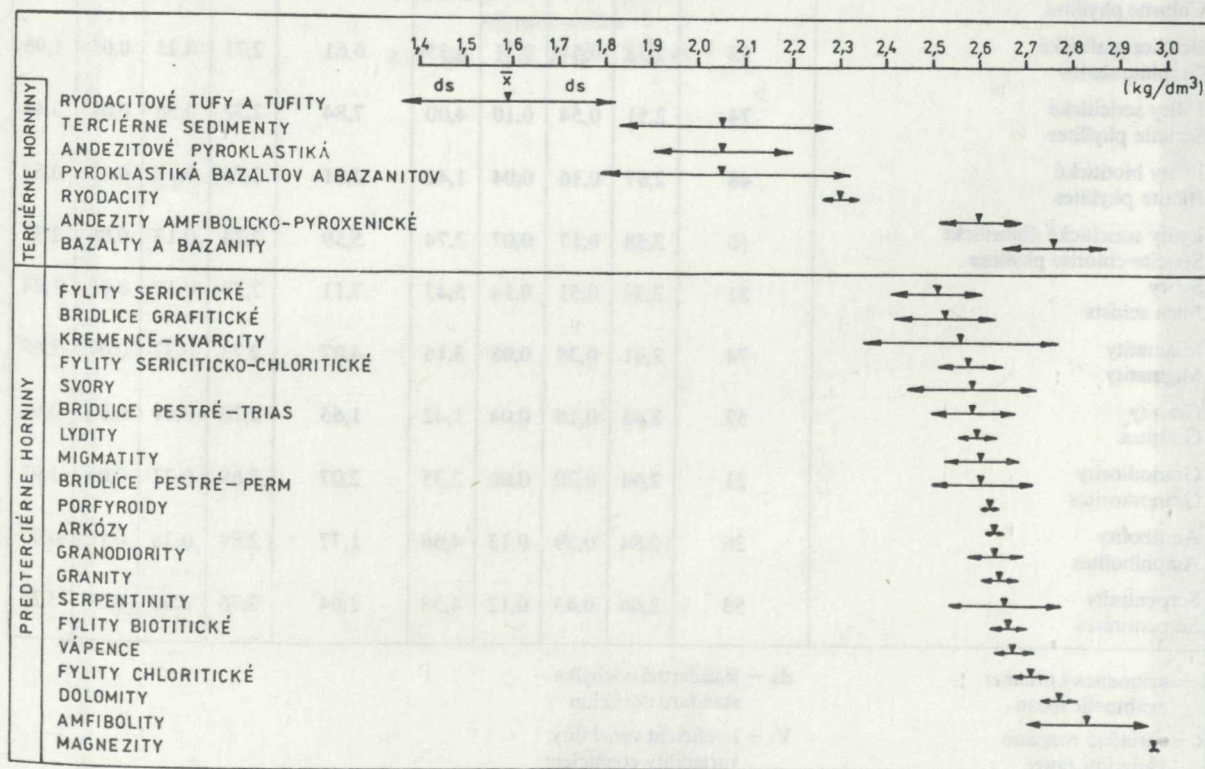
Petrografické typy Petrographic types	Počet vzoriek Number of samples	Objemová hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Volume density (kg/dm <sup>3</sup> )				Pórovitosť (%) Porosity (%)	Mineralogická hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Mineralogic density (kg/dm <sup>3</sup> )			
		$\bar{x}$	R	ds	Vs		$\bar{x}$	R	ds	V%
		Terciérne sedimenty Tertiary sediments	1011	2,05	1,21		0,23	11,32	22,92	2,66
Andezity amfibolicko-pyroxenické Hornblende-pyroxene andesites	25	2,60	0,85	0,09	3,36	2,94	2,69	0,07	0,01	0,37
Andezitové vulkanoklastiká Andesite volcanoclasts	186	2,05	0,87	0,15	7,07	23,02	2,67	0,33	0,05	1,87
Bazalty a bazanity Basalts and basanites	175	2,76	0,57	0,11	3,99	3,29	2,86	0,23	0,06	2,20
Vulkanoklastiká bazaltov a bazanitov Volcanoclastics, basalts and basanites	68	2,05	0,87	0,27	13,19	23,62	2,67	0,31	0,06	2,24
Ryodacity Rhyodacites	10	2,30	0,09	0,04	1,74	5,41	2,43	0,12	0,03	1,23
Ryodacitové tufy a tufity Rhyodacite tuffs and tuffites	39	1,59	0,67	0,23	14,34	35,42	2,52	0,29	0,09	3,57

$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

R – variačné rozpätie  
variation range

ds – štandardná odchýlka  
standard deviation

V – koeficient variability  
variability coefficient



Obr. 20 Veľkosť objemových hustôt a „ds“ hornín

Fig. 20 Volume densities and „ds“ rocks

Tabuľka 18 Hustotné vlastnosti predterciárnych hornín

Table 18 Pre-Tertiary rocks density properties

Petrografické typy Petrographic types	Počet vzoriek Number of samples	Objemová hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Volume density (kg/dm <sup>3</sup> )				Pórovitosť (%) Porosity (%)	Mineralogická hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Mineralogic density (kg/dm <sup>3</sup> )			
		$\bar{x}$	R	ds	V%		$\bar{x}$	R	ds	V%
		Bridlice pestré v triase Triassic variegated shales	109	2,59	0,73		0,09	3,47	4,61	2,71
Vápence Limestones	335	2,68	0,34	0,04	1,49	1,13	2,71	0,16	0,02	0,74
Dolomity Dolomites	47	2,78	0,15	0,04	1,44	2,10	2,84	0,14	0,02	0,70
Kremence-kvarcity Quartzites	62	2,56	0,77	0,21	8,20	4,01	2,71	0,52	0,08	2,95
Bridlice pestré – perm Variegated shales Permian	77	2,61	0,59	0,11	4,02	4,89	2,74	0,18	0,04	1,46
Arkózy Arcose	8	2,64	0,06	0,02	0,86	1,31	2,68	0,03	0,01	0,47
Magnetity Magnetites	8	2,98	0,03	0,01	0,36	1,11	3,02	0,08	0,03	0,99
Lydity Lydites	10	2,60	0,10	0,04	1,54	2,07	2,65	0,10	0,04	1,54
Porfyroidy Porphyroides	16	2,63	0,15	0,02	0,76	2,16	2,68	0,05	0,01	0,53
Fylity chloritické Chlorite phyllites	8	2,72	0,22	0,04	1,30	3,47	2,82	0,22	0,06	2,13
Bridlice grafitické Graphite shales	58	2,53	0,51	0,11	4,35	6,61	2,71	0,25	0,05	1,96
Fylity sericitické Sericite phyllites	74	2,51	0,54	0,10	4,00	7,84	2,72	0,56	0,07	2,44
Fylity biotitické Biotite phyllites	48	2,67	0,16	0,04	1,41	2,21	2,73	0,12	0,01	0,54
Fylity sericitické-chloritické Sericite-chlorite phyllites	16	2,58	0,17	0,07	2,74	5,59	2,74	0,13	0,06	2,33
Svory Mica schists	31	2,59	0,51	0,14	5,42	7,11	2,79	0,19	0,03	1,24
Migmatity Migmatity	74	2,61	0,38	0,08	3,16	4,07	2,73	0,32	0,07	2,68
Granity Granites	57	2,65	0,16	0,04	1,42	1,65	2,70	0,09	0,03	0,91
Granodiority Granodiorites	21	2,64	0,20	0,06	2,35	2,07	2,69	0,22	0,05	1,93
Amfibolity Amphibolites	26	2,84	0,39	0,13	4,66	1,77	2,89	0,38	0,12	4,03
Serpentinity Serpentinities	53	2,66	0,43	0,12	4,38	2,94	2,76	0,50	0,09	3,26

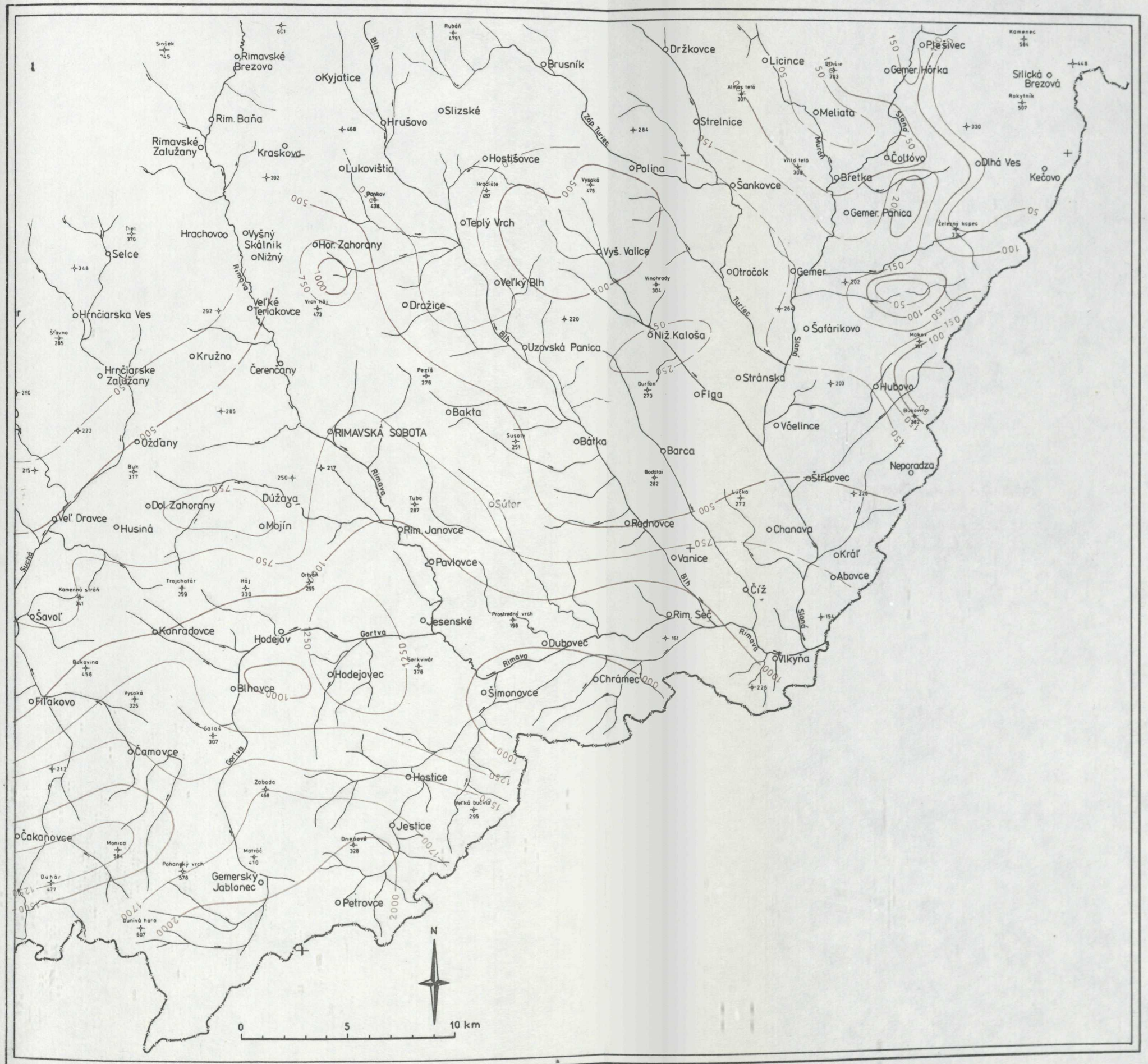
$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

R – variačné rozpätie  
variation range

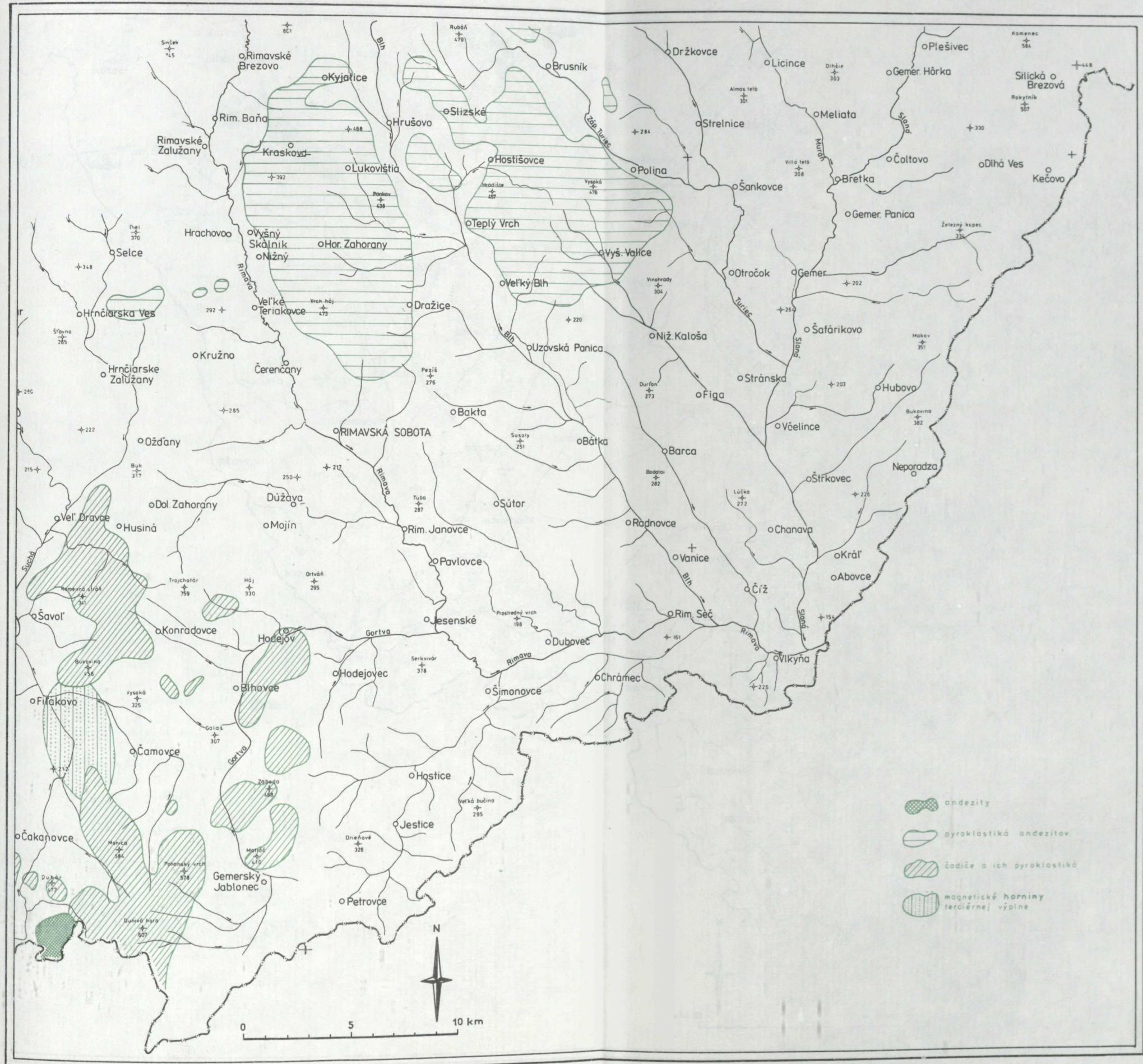
ds – štandardná odchýlka  
standard deviation

V – koeficient variability  
variability coefficient

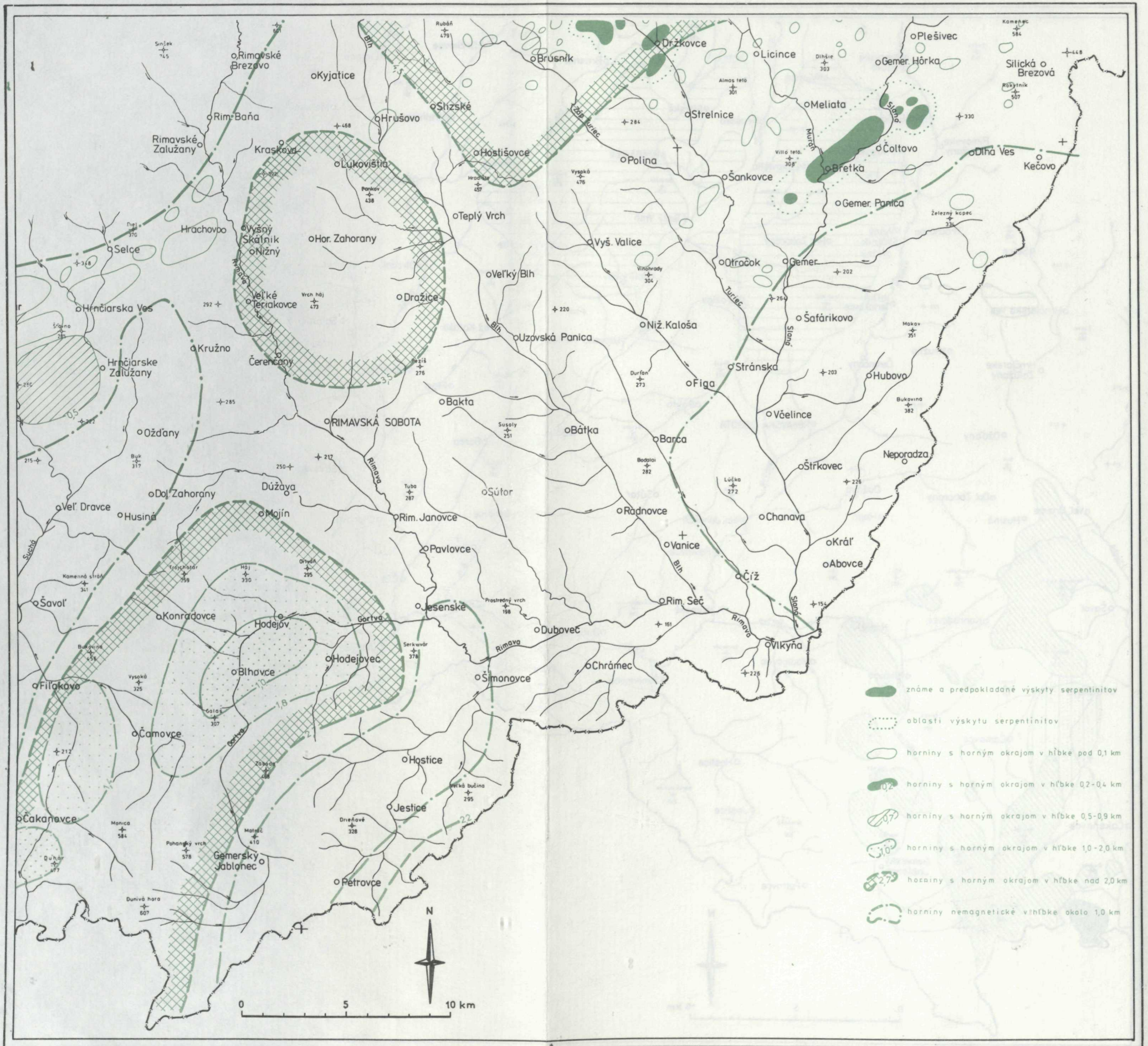
RIMAVSKÁ KOTLINA  
 HLĚBKY PODLOŽNÉHO NEVODIVÉHO HORIZONTU PODĚA VES v m  
 J. Májovský, H. Tkáčová 1979



RIMAVSKÁ KOTLINA  
MAGNETICKÉ HORNINY V TERCIÉRI  
M. Filo, S. Medo 1979



RIMAVSKÁ KOTLINA  
MAGNETICKÉ HORNINY V PREDTERCIÉRNOM PODLOŽÍ  
M. Filo, S. Medo 1979





Tabuľka 19 Priemerné hodnoty hustotných parametrov v študovaných vrtoch

Table 19 Mean values of density parameters in boreholes studied

Vrt Bore-hole	Terciár Tertiary							Podložie Basement					
	počet vzoriek number of samples	$\bar{x}_0$ (kg/dm <sup>3</sup> )	ds $\bar{x}_{70}$	(kg/dm <sup>3</sup> )	póro- vitosť porosity	$\bar{x}_m$ (kg/dm <sup>3</sup> )	ds	počet vzoriek number of samples	$\bar{x}_0$ (kg/dm <sup>3</sup> )	ds	póro- vitosť porosity	$\bar{x}_m$ (kg/dm <sup>3</sup> )	ds
RK-1	17	2,17	0,08	2,301	19,18	2,69	0,02						
RK-2	16	2,27	0,20	2,372	14,55	2,66	0,03	8	2,68	0,02	0,46	2,69	0,02
RK-3	12	2,08	0,14	2,237	22,38	2,68	0,02						
PR-1	12	2,04	0,08	2,211	24,39	2,70	0,03	10	2,64	0,09	3,56	2,73	0,05
PR-2	11	2,08	0,11	2,242	23,18	2,69	0,05	4	2,71	0,01	1,25	2,75	0,01
PR-3	7	2,04	0,03	2,209	24,14	2,68	0,03						
PR-22	5	1,81	0,09	2,030	31,38	2,64	0,02						
FV-1	130	2,25	0,13	2,361	15,84	2,68	0,02	108	2,76	0,07	1,43	2,80	0,06
VCH-1	36	2,26	0,06	2,371	15,91	2,68	0,03						
DV-1	47	2,19	0,17	2,323	18,98	2,70	0,09	9	2,62	0,18	6,56	2,80	0,08
BU-1	24	2,21	0,04	2,294	12,00	2,55							
VV-1	50	2,03	0,01	2,185	22,10	2,61	0,07	28	2,69	0,07	1,70	2,74	0,05

$\bar{x}_0$  – priemerná objemová hustota  
mean volume density

$\bar{x}_m$  – priemerná mineralogická hustota  
mean mineralogic density

$\bar{x}_{70}$  – priemerná objemová hustota pri 70% sýtení  
mean volume density at 70% saturation

Tabuľka 20 Hustotná charakteristika hornín z vrtu FV-1

Table 20 Density characteristics of rocks from borehole FV-1

Petrografický popis Petrographic description	Počet vzoriek Number of samples	Objemová hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Volume density (kg/dm <sup>3</sup> )						Mineralogická hustota (kg/dm <sup>3</sup> ) Mineralogic density (kg/dm <sup>3</sup> )					Pórovitosť (%) Porosity (%)
		min.	$\bar{x}$	max.	ds	V %	$Q_{100}$	min.	$\bar{x}$	max.	ds	V %	
Terciérne sedimenty Tertiary sediments	130	1,85	2,28	2,49	0,12	5,61	2,43	2,61	2,68	2,74	0,02	0,75	14,8
Paleozoické horniny nečlenené (1058–2001 m) Paleozoic rocks undivided (1058–2001 m)	108	2,57	2,76	2,91	0,07	2,72	2,77	2,64	2,80	2,94	0,06	2,36	1,2
Metakvarcity (1058–1750 m) Metaquartzites (1058–1750 m)	76	2,57	2,75	2,87	0,07	2,64	2,76	2,66	2,79	2,91	0,06	2,19	1,3
Horniny fácie zelených bridlíc (1750–2001 m) Rocks of green schist facies (1750–2001 m)	32	2,63	2,79	2,91	0,07	2,64	2,80	2,64	2,82	2,94	0,07	2,62	1,1

min. – minimálna hodnota súboru  
minimum value of the set

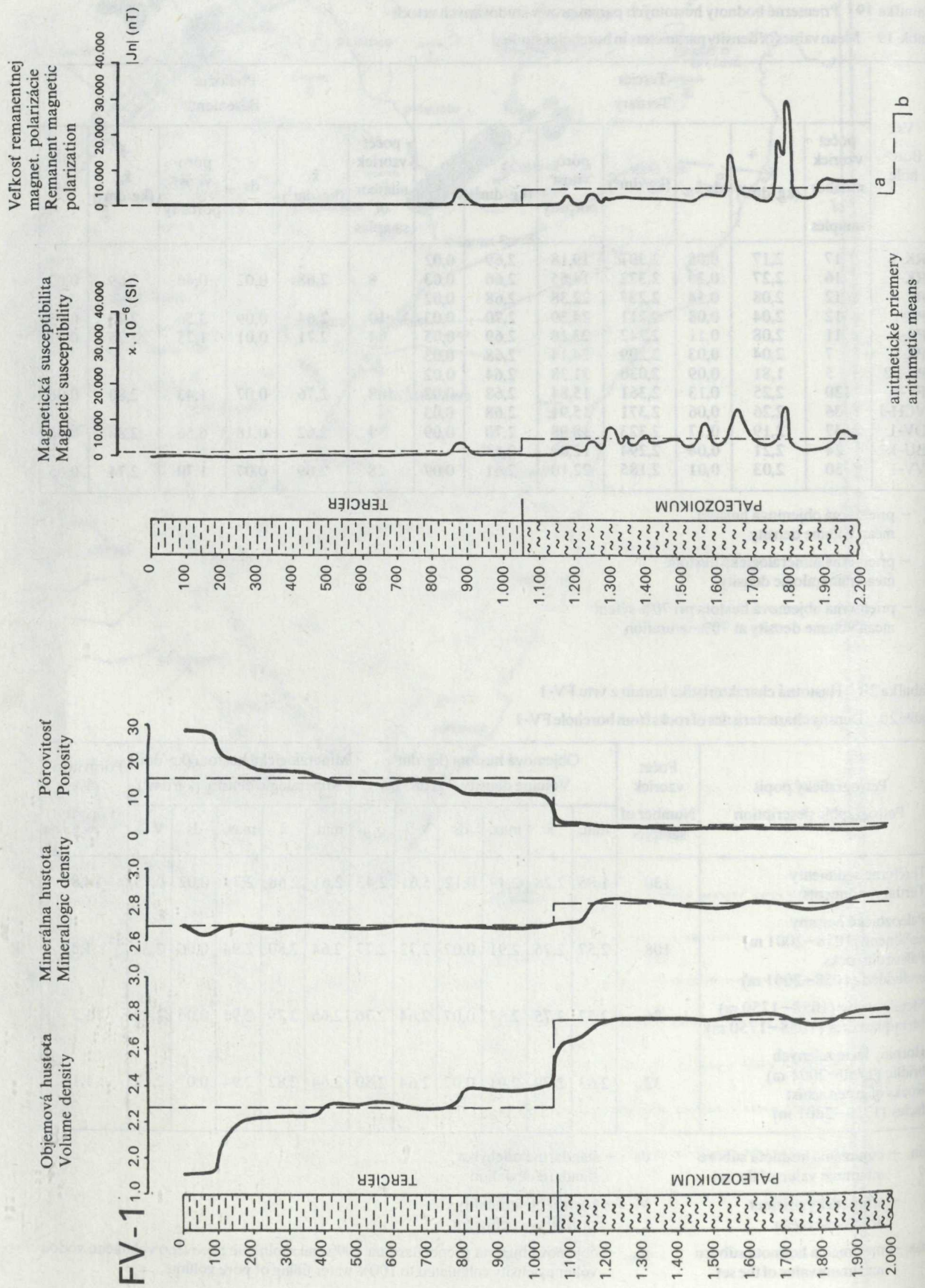
$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

max. – maximálna hodnota súboru  
maximum value of the set

ds – štandardná odchýlka  
standard deviation

V – koeficient variability  
variability coefficient

$Q_{100}$  – objemová hustota prepočítaná na 100%-né zaplnenie pórového voluménu vodou  
volume density calculated to 100% water filling of pore volume



Obr. 21 Charakteristický vrst FV-1

Priemerné objemové hustoty týchto hornín dosahujú hodnoty  $2,51\text{--}2,56\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-3}$ . Pórovitosť sa u nich mení v rozpätí od  $4,0\text{--}7,8\%$ .

Dolomity, chloritické fylity, magnezity a amfibolity patria k najťažším horninám v uvedenej oblasti. Ich priemerné objemové hustoty kolíšu v rozpätí od  $2,72\text{--}2,98\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-3}$  a pórovitosť je  $1,1\text{--}3,5\%$ .

Priemerné objemové hustoty ostatných skúmaných predterciérnych hornín dosahujú hodnoty  $2,58\text{--}2,68\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-3}$  a pórovitosť  $1,1\text{--}7,1\%$ .

Zmeny hustotných parametrov predterciérnych hornín vo vertikálnom smere sme sledovali iba vo vrte FV-1 (obr. 21). Zo zistení vyplýva, že objemové a mineralogické hustoty vykazujú zníženie hodnôt v úseku cca 150 m od reliéfu podložja a v ďalšom pokračovaní sú hustotné parametre dosť vyrovnané.

Z výsledkov štúdia hustotných charakteristík vyplýva, že predterciérne podložie v oblasti Rimavskej kotliny a v jej okolí je tvorené komplexom hornín s dosť odlišnými hustotnými vlastnosťami. Priemerné objemové hustoty predterciérnych hornín sa pohybujú v rozpätí  $2,51\text{--}2,98\text{ kg}\cdot\text{dm}^{-3}$  a priemerná pórovitosť dosahuje hodnoty  $1,1\text{--}7,8\%$ .

### *Magnetické vlastnosti hornín*

Magnetické vlastnosti hornín v Rimavskej kotline a jej okolí sa menia v pomerne širokom rozsahu. Zmeny objemovej susceptibility sú  $0\text{--}139\,372\cdot 10^{-6}$  (SI) a prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie  $0\text{--}36\,433\text{ nT}$ . Tento veľký rozptyl hodnôt jednotlivých magnetických parametrov je charakteristický aj v rámci jednotlivých petrografických typov. Vyplýva to zo základných faktorov, ktoré určujú magnetické vlastnosti:

- od množstva a druhu feromagnetických minerálov nachádzajúcich sa v hornine
- od magnetických vlastností feromagnetik zastúpených v hornine
- od charakteru rozloženia zŕn feromagnetických minerálov v hornine

Z údajov zhrnutých v tab. 21 vidieť, že z terciérnych hornín sa jedine vulkanity vyznačujú vyššími hodnotami magnetických parametrov. Najvyššie priemerné hodnoty sme zistili pre bazalty a bazanity Cerovej vrchoviny ( $\kappa = 27\,288\cdot 10^{-6}$ (SI), NRMP =  $1\,883\text{ nT}$ ).

Predterciérne horniny sa vyznačujú prevažne nízkymi priemernými hodnotami veľkosti magnetickej susceptibility a veľkosti prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie. Výnimku tvoria iba serpentinity, ktorých priemerná hodnota  $\kappa = 88\,736\cdot 10^{-6}$ (SI) a NRMP =  $2\,802\text{ nT}$ .

Dôležité údaje o magnetických vlastnostiach hornín Rimavskej kotliny a jej podložja boli získané zo vzoriek vrtu FV-1. Variačné rozpätie vlastností objemovej magnetickej susceptibility v extrémnych prípadoch dosahuje až  $19\,392\cdot 10^{-6}$ (SI) a veľkosť NRMP —  $36\,433\text{ nT}$ . Tento obrovský rozptyl hodnôt magnetických parametrov citlivo odráža okrem normálnych výkyvov aj zastúpenie feromagnetických minerálov v horninách rôzneho charakteru, ktoré sa zistili vrtom FV-1 (nepremenené sedimenty s minimálnym obsahom feromagnetik a na druhej strane metamorfity s ich hojnejším zastúpením). Platí to aj pre pestrosť a intenzitu procesov (ide o paleozoické horniny, ktorým bola hornina vystavená v priebehu dávnych geologických období).

Ako vidieť z vertikálneho priebehu magnetických parametrov (obr. 21), veľkosť magnetickej susceptibility a NRMP sa až do hĺbky 1150 m (mimo krátky úsek okolo 900 m) pohybuje okolo nulových hodnôt, od 1150 m, potom až do 2001 m hodnoty sledovaných magnetických vlastností varujú v širokom rozpätí a dosahujú často vysoké hodnoty (najmä v úsekoch 1650 m a 1800 m). Z uvedeného vyplýva, že terciérne sedimenty možno považovať prakticky za veľmi slabo magnetické, a preto nemôžu byť zdrojom magnetických anomálií, zistených pri magnetometrickom mapovaní v sledovanej oblasti. Z paleozoických hornín možno klasifikovať podstatnú časť na základe zistených magnetických vlastností, najmä veľkosti NRMP, ako stredne až veľmi vysoko magnetické.

Veľkosť magnetickej susceptibility terciérnych sedimentov sa pohybuje v rozpätí  $0\text{--}10\,920,8\cdot 10^{-6}$ (SI). Priemerná hodnota magnetickej susceptibility vypočítaná zo 130 stanovení je veľmi nízka —  $116,2\cdot 10^{-6}$ (SI). Veľkosť NRMP dosahuje variačné rozpätie  $0\text{--}59\,19,4\text{ nT}$  (tab. 22, 23) s priemernou hodnotou  $83,1\text{ nT}$ .

Pri skúmaní paleozoických hornín sme zistili nasledujúce údaje (tab. 22 a 23): veľkosť objemovej magnetickej susceptibility, ktorá kolíše medzi hodnotami  $0\text{--}19\,392,1\cdot 10^{-6}$ (SI), s priemernou hodnotou  $4\,004,7\cdot 10^{-6}$ (SI) a veľkosť prirodzenej remanentnej polarizácie dosahuje hodnotu  $0\text{--}36\,433,4\text{ nT}$  s aritmetickým priemerom  $3\,959,3\text{ nT}$ .

Zatiaľ čo sa zistené hodnoty veľkosti magnetickej susceptibility paleozoických hornín z vrtu FV-1 pohybujú v medziach hodnôt známych už z povrchových ekvivalentov, veľkosti remanentnej magnetickej polarizácie dosahujú hodnoty, ktoré sme v podobných horninách nezistili.

Z distribúcie magnetických parametrov vo veľkostných intervaloch (vrt FV-1) je zrejme, že extrémne hodnoty NRMP dosahujú najmä horniny fácie zelených bridlic, pri ktorých priemerná hodnota vychádza až  $7\,746,7\text{ nT}$  (tab. 23) a variačné rozpätie  $36\,433\text{ nT}$ . Metasedimenty dosahujú nižšie hodnoty ( $\bar{x} = 2\,125\text{ nT}$ ) a variačné rozpätie majú  $20\,838\text{ nT}$ . Tieto rozdiely sa v hodnotách NRMP dobre zhodujú s obsahmi pyrrhotínu a titanomagnetitu, ktoré zistil M. IVANOV (in D. VASS — Š. BAJANÍK et al. 1978) vo vzorkách z vrtu FV-1. V metráži 1150 — 1750 m z feromagnetických minerálov je dôležité zastúpenie pyrrhotínu, ktoré určuje charakter magnetických vlastností, a v úseku 1750 — 2001 m — zvýšená koncentrácia titanomagnetitu.

Tabuľka 21 Magnetické vlastnosti hornín

Table 21 Magnetic properties of rocks

Horniny Rocks	Počet vzoriek Number of samples	$\times 10^{-6}$ (SI)			NRMP (nT)		
		$\bar{x}$	min.	max.	$\bar{x}$	min.	max.
Terciérne sedimenty Tertiary sediments	201	589,16	0	9387,34	13,75	0	621,72
Andezitové vulkanoklastiká Andesite volcanoclastics	90	17095,42	3840,85	31059,62	631,91	72,72	2559,55
Bazalty a vulkanoklastiká Basalts and basanites	93	27288,23	2066,12	54113,50	1883,56	16,33	6670,92
Vulkanoklastiká bazaltov a bazanitov Volcanoclastics of basalts and basanites	59	7056,08	862,87	71975,83	1728,42	3,86	14218,64
Andezity amfibol. pyroxenické Hornblende-pyroxene andesites	18	12847,39	9521,74	16954,74	81,14	7,16	244,67
Ryodacity Rhyodacites	9	0	0	0	0	0	0
Bridlice pestré (trias) Variegated shales (Triassic)	85	20,35	0	477,28	0,30	0	6,92
Vápence, dolomity Limestones, dolomites	144	11,55	0	617,70	0,94	0	45,10
Granity a granitoidy Granites and granitoids	11	142,18	0	1615,16	4,25	0	31,00
Bridlice pestré (perm) Variegated shales (Permian)	27	240,65	0	1436,80	10,73	0	117,06
Bridlice grafitické Graphite shales	20	758,24	0	24636,68	73,06	0	2447,17
Kremence – kvarcity Quartzites	41	188,40	0	698,59	2,20	0	32,73
Fylity sericitické Sericate phyllites	4	0	0	0	0	0	0
Fylity biotické Biotite phyllites	11	154,49	0	2512,00	9,91	0	177,35
Fylity sericiticko-chloritické Sericate-chlorite phyllites	8	1262,28	0	2549,68	23,11	0	56,77
Lydity Lydites	1	0	0	0	0	0	0
Porfyroidy Porphyroids	2	0	0	0	0	0	0
Serpentinity Serpentinities	76	88736,40	877,36	139372,16	2802,31	169,21	14927,94
Migmatity Migmatites	7	297,42	0	1436,86	9,21	0	39,50

H – veľkosť objemovej magnetickej susceptability  
volume magnetic susceptibility

min. – minimálna hodnota v súbore  
minimum value in the set

NRMP – veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie  
natural remanent magnetic polarization

max. – maximálna hodnota v súbore  
maximum value in the set

$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

Tabuľka 22 Magnetické vlastnosti hornín z vrtu FV-1

Table 22 Magnetic properties of rocks from borehole FV-1

Horniny Rocks	Počet vzoriek Number of samples	Veľkosť objemovej magnetickej susceptability $\times 10^{-6}$ (SI) Volume magnetic susceptability $\times 10^{-6}$ (SI)				
		min.	$\bar{x}$	max.	ds	V %
Terciérne sedimenty Tertiary sediments (0–1058 m)	130	0	116,2	10 920,8	963,1	828,9
Paleozoické horniny Paleozoic rocks (1058–2001 m)	108	0	4004,7	19 392,1	3985,2	98,5
Metasedimenty Metasediments (1058–1750 m)	76	0	4016,1	16 693,5	3550,9	89,4
Horniny fácie zelených bridlíc Rocks of green schist facies (1750–2001 m)	32	0	4001,2	19 392,1	4835,5	120,8

min. – minimálna hodnota súboru  
minimum value in the set

$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

max. – maximálna hodnota súboru  
maximum value the set

ds – štandardná odchýlka  
standard deviation

V – koeficient variability  
variability coefficient

Tabuľka 23

Table 23

Horniny Rocks	Počet vzoriek Number of samples	Veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (nT) Natural remanent magnetic polarization (nT)				
		min.	$\bar{x}$	max.	ds	V %
Terciérne sedimenty Tertiary sediments (0–1058 m)	130	0	83,1	5 919,4	672,7	809,6
Paleozoické horniny Paleozoic rocks (1058–2001 m)	108	0	3 959,3	36 433,4	6 356,1	160,6
Metasedimenty Metasediments (1058–1750 m)	76	0	2 125,7	20 838,3	2 881,1	135,5
Horniny fácie zelených bridlíc Rocks of green schist facies (1750–2001 m)	32	0	7 746,7	36 433,4	9 304,5	120,1

min. – minimálna hodnota súboru  
minimum value in the set

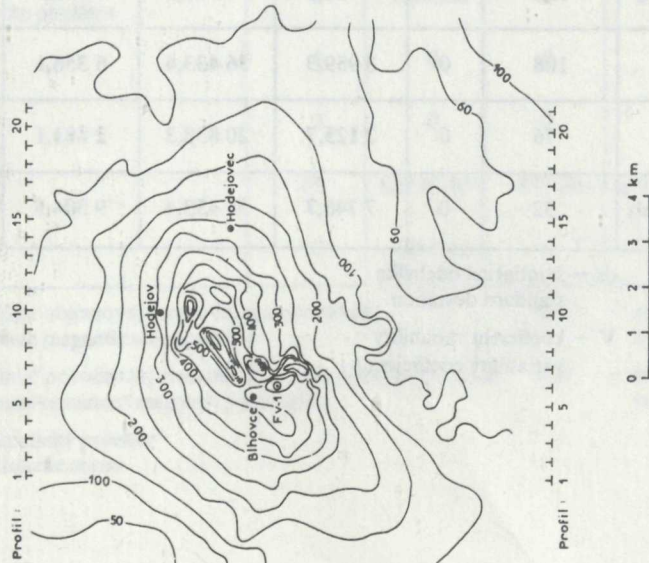
$\bar{x}$  – aritmetický priemer  
arithmetic mean

max. – maximálna hodnota súboru  
maximum value the set

ds – štandardná odchýlka  
standard deviation

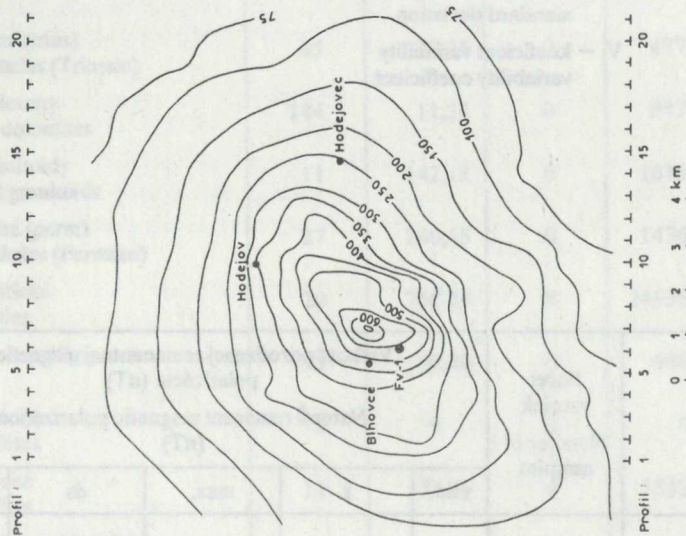
V – koeficient variability  
variability coefficient

Mapa izolínii  $\Delta z$   
Isolines  $\Delta z$  map



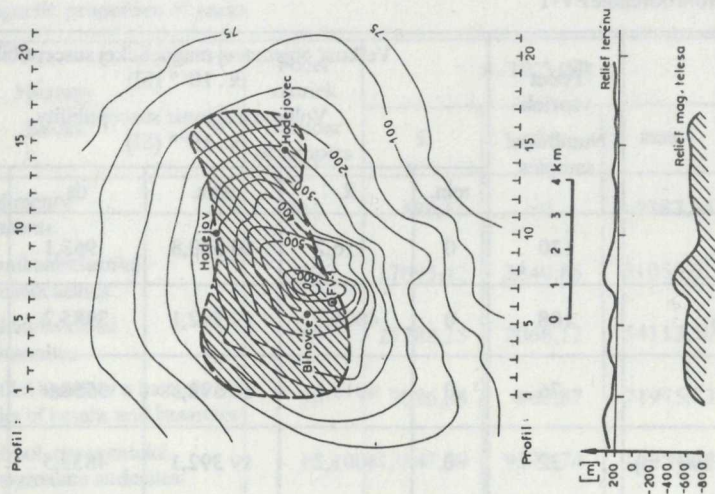
a)

Mapa izolínii  $\Delta z$  prepočítaná na  $h = 500$  m  
Isoline  $\Delta z$  map calculated to  $h = 500$  m



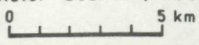
b)

Plošné rozšírenie a vertikálny rez  
magnet. telesa v interpret. hĺbke  
Areal extension and vertical section  
of magnetic body in interpreted depth

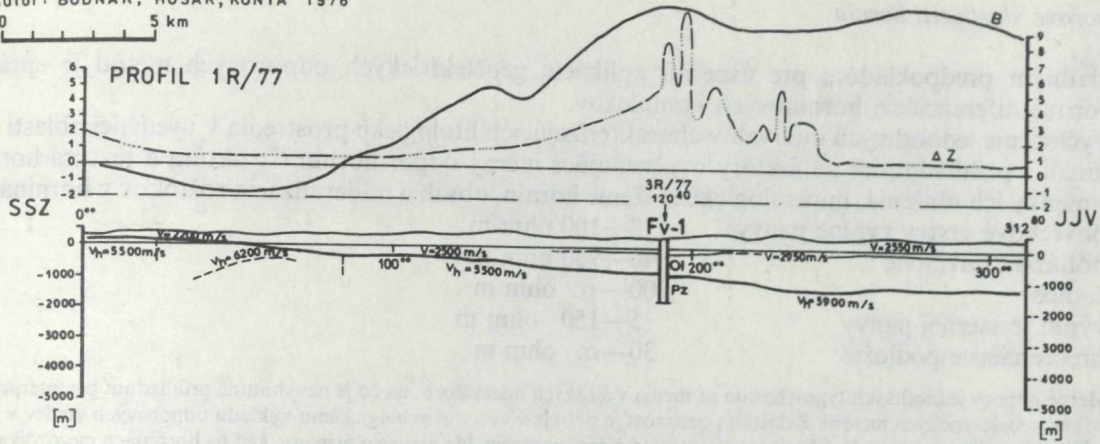


c)

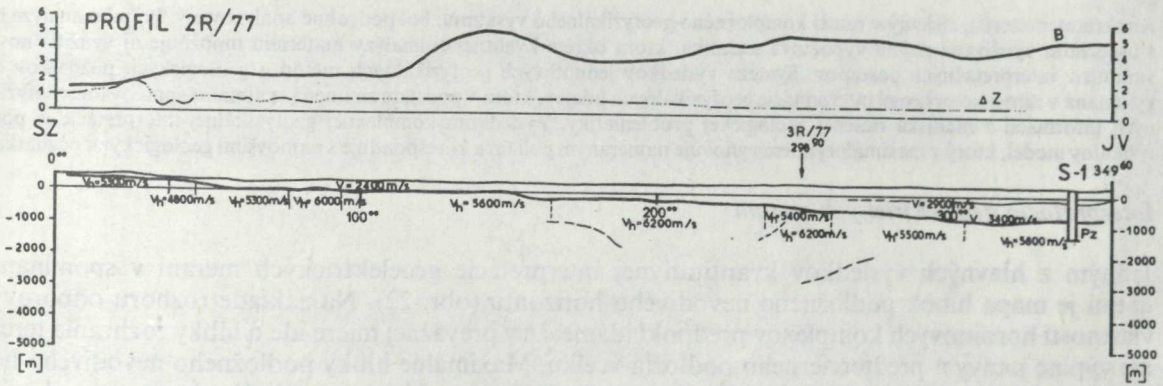
Autor: BODNÁR, HUSÁK, KÓNYA 1978



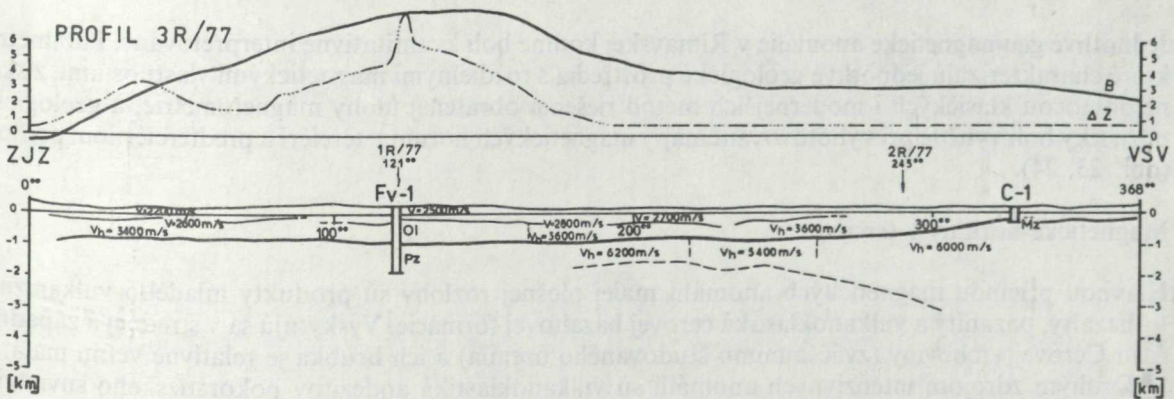
PROFIL 1R/77



PROFIL 2R/77



PROFIL 3R/77



Obr. 26 Interpretácia seizmických profilov

Fig. 26 Interpretation of seismic lines

## *Odporové vlastnosti hornín*

Základným predpokladom pre úspešnú aplikáciu geoelektrických odporových metód je správna odporová diferenciacia horninových komplexov.

Vyčlenenie jednotlivých intervalov charakterizujúcich litologické prostredia v uvedenej oblasti sme vykonali s prihliadnutím na faktory ovplyvňujúce merný odpor hornín (štruktúra a textúra hornín) podmienky ich uloženia, mineralogické zloženie hornín, obsah a mineralizácia roztokov v horninách):

— povrchové vrstvy výplne panvy:	8—100 ohm m
— poltárske súvrstvie	: 40—950 ohm m
— čadiče	: 200—∞ ohm m
— výplň terciérnej panvy	: 5—150 ohm m
— predterciérne podložie	: 30—∞ ohm m

Merné odpory jednotlivých typov hornín sa menia v širokých intervaloch, na čo je nevyhnutné prihliadnúť pri interpretácii výsledkov geoelektrických meraní. Zvláštnu pozornosť je potrebné venovať geologickému výkladu odporových vrstiev v miestach, kde interpretujeme nevodivý horizont ako predterciérne podložie. Ide hlavne o prípady, keď na horninách mezozoika ležia štrky, štrkopiesky (poltárskeho súvrstvia) a intruzívne a extruzívne telesá andezitov a ich vulkanoklastík.

## *Interpretácia geofyzikálnych meraní*

Konkrétny materiál, získaný v rámci komplexného geofyzikálneho výskumu, bol podrobne analyzovaný. Pri jeho analýze bola s úspechom využívaná najmä výpočtová technika, ktorá okrem kvalitnejšej analýzy materiálu umožňuje aj využitie nových variantov interpretačných postupov. Syntéza výsledkov jednotlivých geofyzikálnych metód a geologických poznatkov bola vykonaná v rámci komplexnej interpretácie geofyzikálnych údajov, ktorá v podstate znamená optimálne spracovanie geofyzikálnych informácií z hľadiska riešenej geologickej problematiky. Výsledkom komplexnej geofyzikálnej interpretácie je potom fyzikálny model, ktorý v maximálnej miere vyhovuje nameraným poľiam a korešponduje s najnovšími geologickými poznatkami.

### *Interpretácia geoelektrických meraní*

Jedným z hlavných výsledkov kvantitatívnej interpretácie geoelektrických meraní v spomínanom území je mapa hĺbok podložného nevodivého horizontu (obr. 22). Na základe rozboru odporových vlastností horninových komplexov predpokladáme, že v prevažnej miere ide o hĺbky rozhrania terciérnej výplne panvy a predterciérneho podložia vcelku. Maximálne hĺbky podložného nevodivého horizontu sme zistili v južnej časti územia. Postupné zväčšovanie hĺbok nevodivého horizontu od severu smerom na juh sa deťmi niekoľkými lokálnymi eleváciami (Blhovce, pri Hubovom, pri Nižnej Kaloši), resp. depresiami (pri Horných Zahoranoch, pri Vyšných Valiciach, pri Chanave a pod.).

### *Interpretácia magnetických meraní*

Jednotlivé geomagnetické anomálie v Rimavskej kotline boli kvantitatívne interpretované. Parametre, ktoré charakterizujú jednotlivé geologické prostredia s rozdielnymi magnetickými vlastnosťami, získané pomocou klasických i modernejších metód riešenia obrátenej úlohy magnetometrie, a geologické poznatky boli využité pri vyhotovovaní mapy magnetických hornín v terciéri a predterciérnom podloží (obr. 23, 24).

#### *Magnetické horniny v terciéri*

Hlavnou príčinou magnetických anomálií malej plošnej rozlohy sú produkty mladého vulkanizmu — bazalty, bazanity a vulkanoklastiká cerovej bazaltovej formácie. Vyskytujú sa v strednej a západnej časti Cerovej vrchoviny (zväčša mimo študovaného územia) a ich hrúbka je relatívne veľmi malá.

Druhým zdrojom intenzívnych anomálií sú vulkanoklastiká andezitov pokoradzského súvrstvia, rozšírené severne od Rimavskej Soboty, kde tvoria dva plošne pomerne rozsiahle výskyt.

#### *Magnetické horniny v predterciérnom podloží*

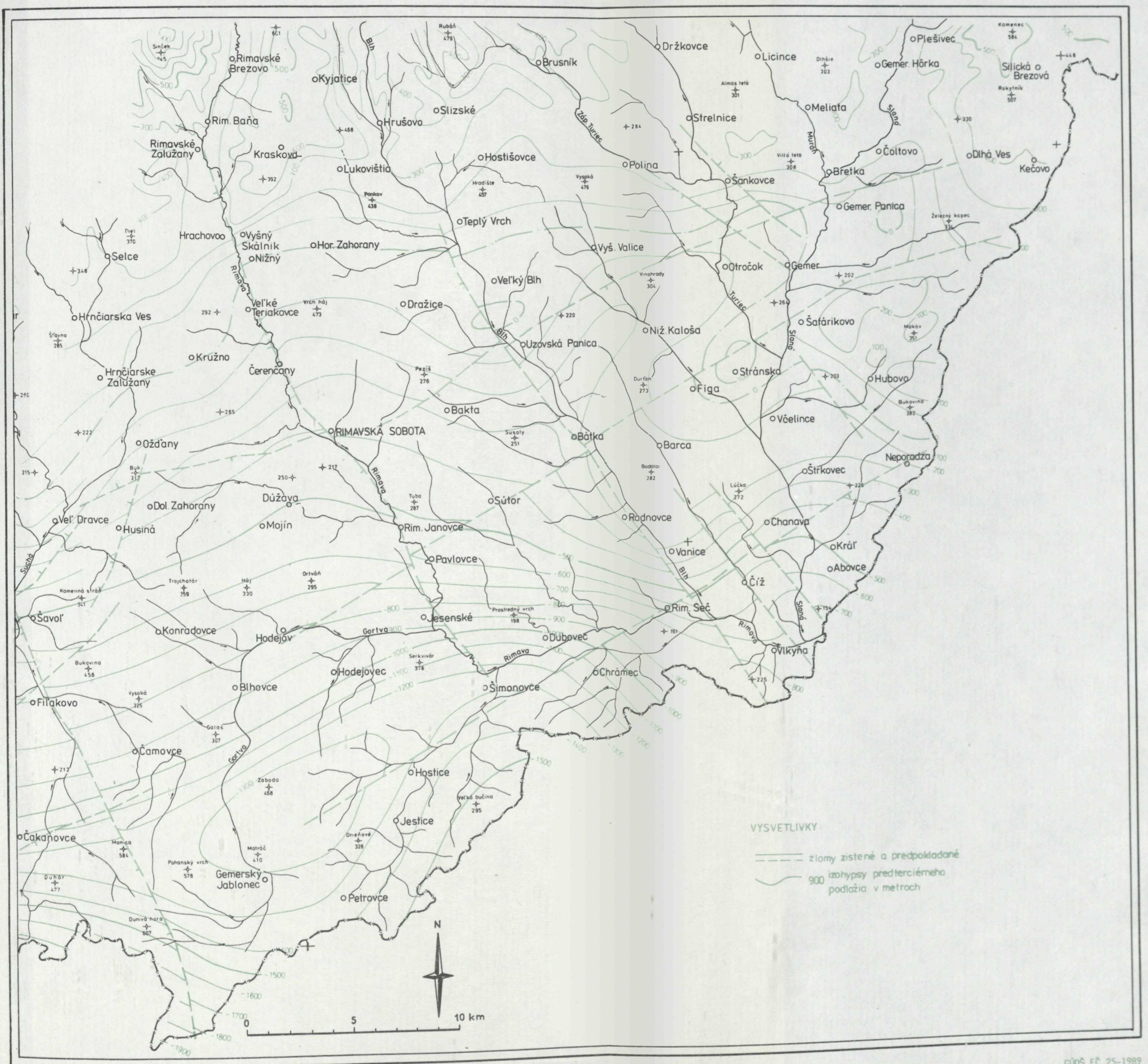
Zdrojmi plošne nie veľmi rozsiahlych, ale zato intenzívnych magnetických anomálií v tejto oblasti sú známe a predpokladané výskyt ultrabázických hornín — serpentinitov. Najviac sú rozšírené v okolí Držkoviec a pri Bretke.



# RIMAVSKÁ KOTLINA

RELIÉF PREDTERCIÉRNEHO PODLOŽIA podľa vrtov, seizmiky a gravimetrie

J. Bodnár 1983



OBR. 3

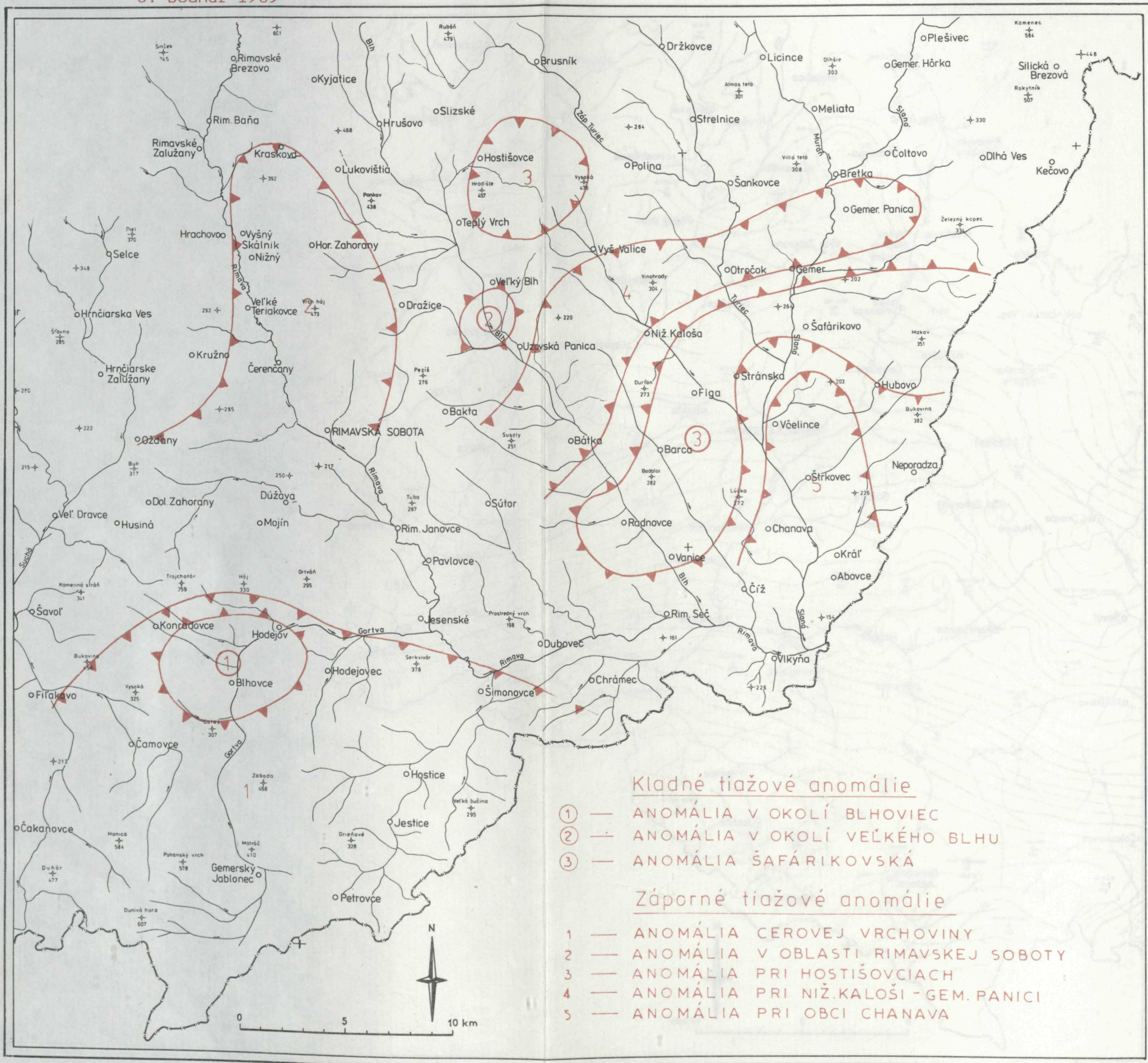
**RIMAVSKA KOTLINA**  
**GRAVITAČNÝ ÚČINOK TERCIÉRU**  
**J. Bodnár 1983**



# RIMAVSKÁ KOTLINA

SCHÉMA TIAŽOVÝCH ANOMÁLIÍ vyhotovená z mapy gravitačného účinku terciéru

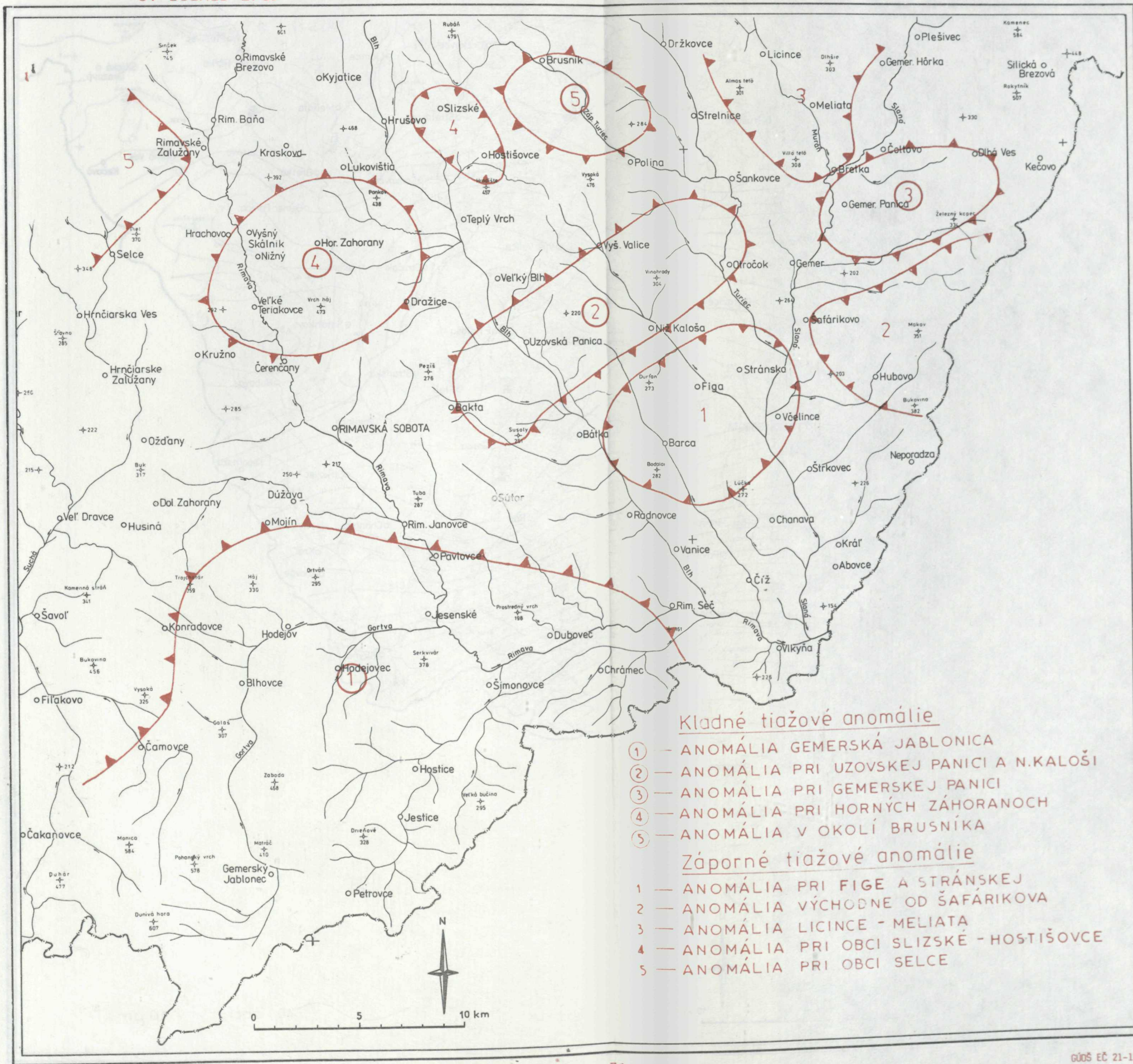
J. Bodnár 1983



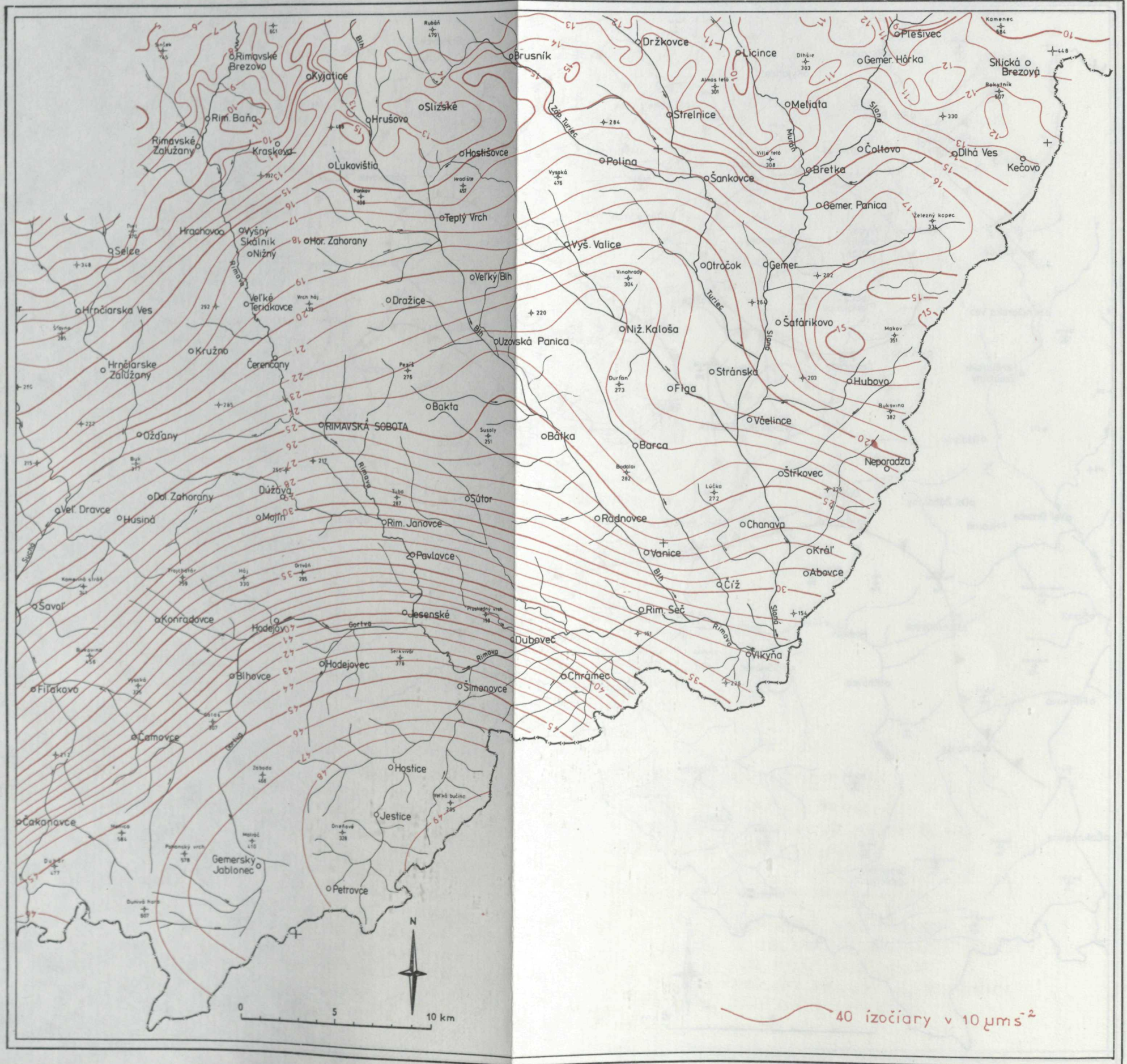
# RIMAVSKÁ KOTLINA

SCHÉMA TIAŽOVÝCH ANOMÁLIÍ vyhotovená z odkrytej gravimetrickej mapy

J. Bodnár 1983

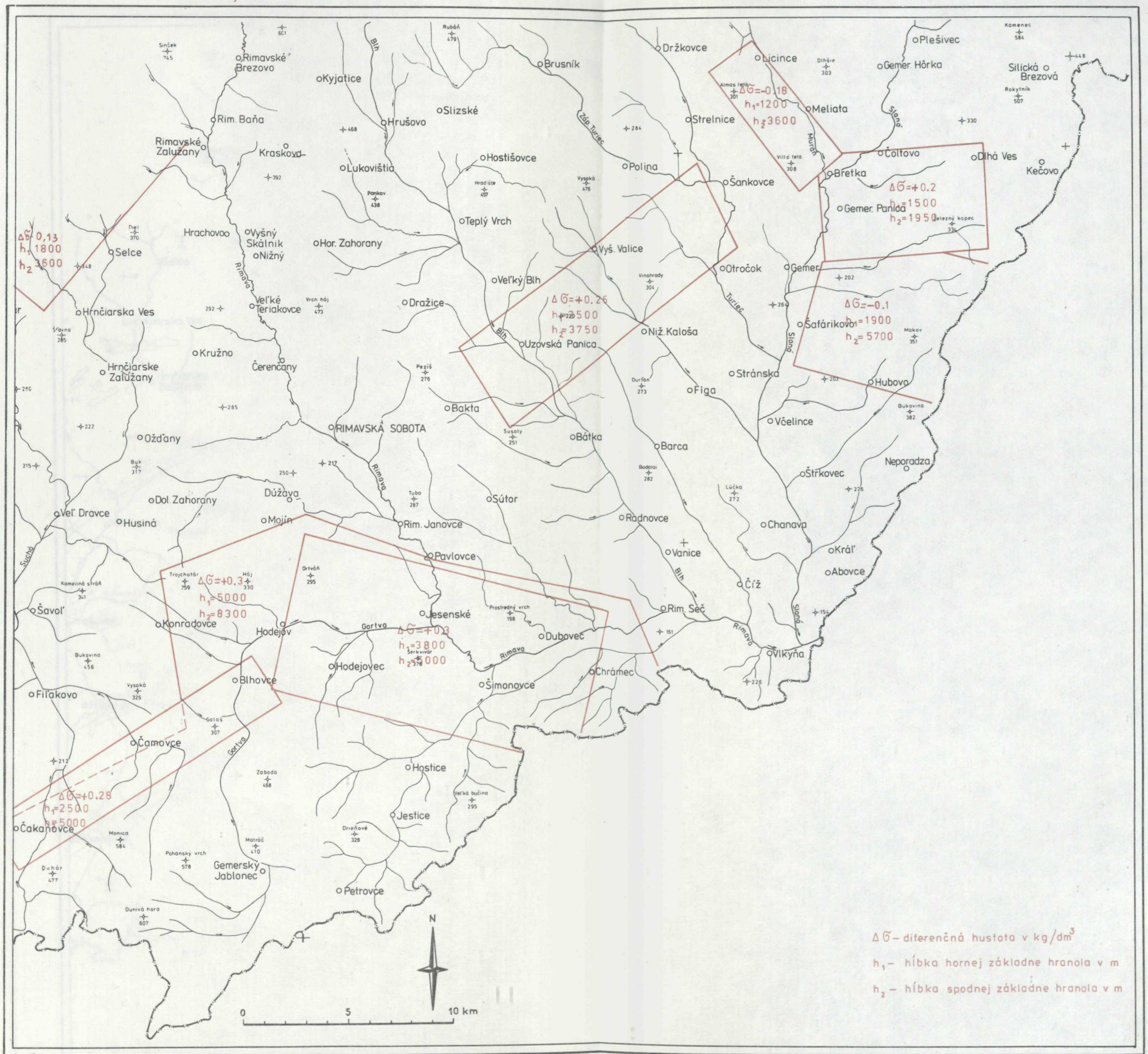


RIMAVSKÁ KOTLINA  
ODKRYTÁ GRAVIMETRICKÁ MAPA  
J. BODNÁR 1983



Obr. 30

RIMAVSKÁ KOTLINA  
 MODEL HUSTOTNÝCH NEHOMOGENIT V PREDTERCIÉRNOM PODLOŽÍ  
 J. Bodnár, R. Bárta 1983

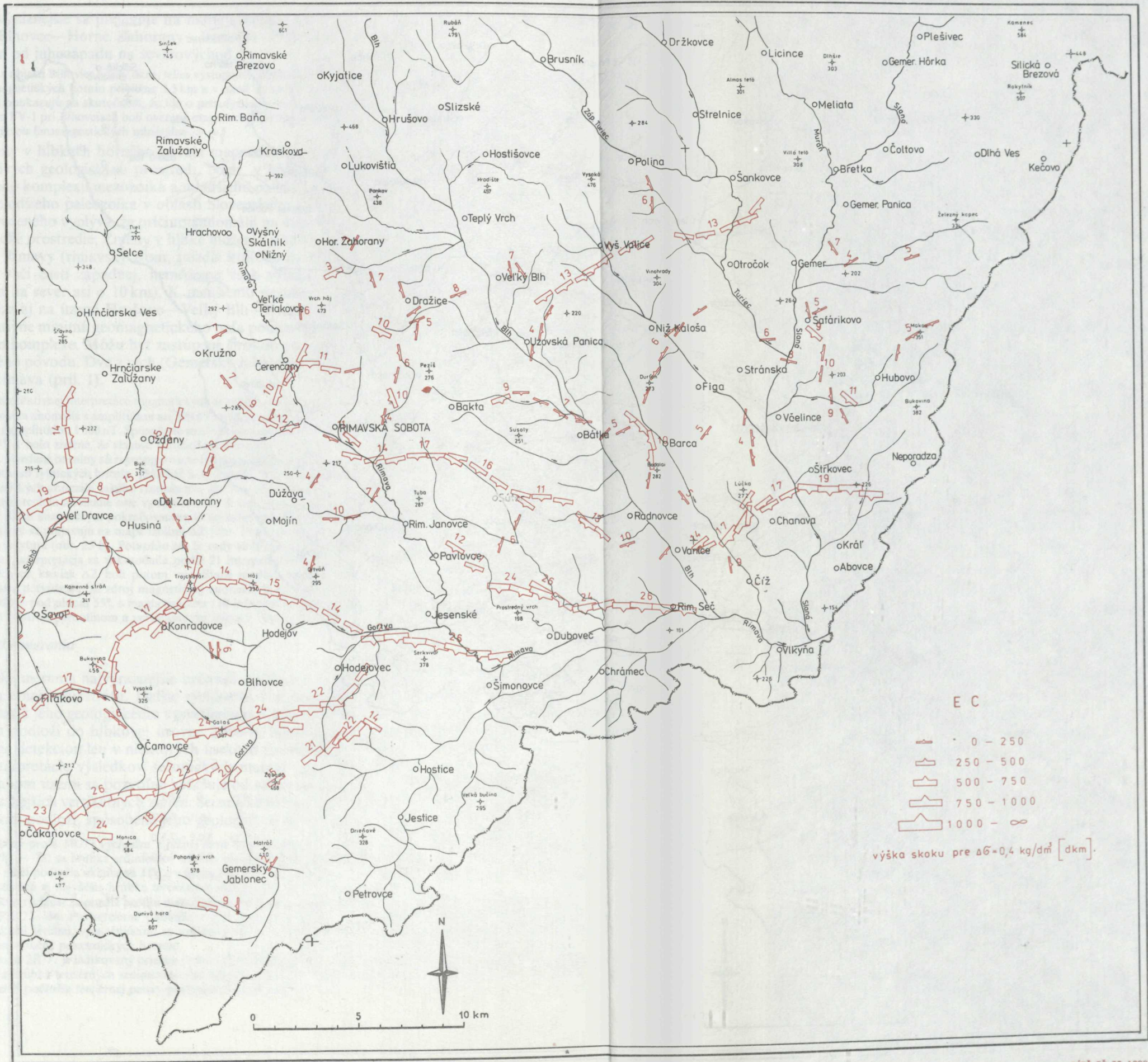


$\Delta\sigma$  - diferenčná hustota v  $\text{kg}/\text{dm}^3$   
 $h_1$  - hĺbka hornej základnej hranola v m  
 $h_2$  - hĺbka spodnej základnej hranola v m

# RIMAVSKÁ KOTLINA

## INDÍCIE VERTIKÁLNYCH HUSTOTNÝCH ROZHRAŇÍ V TERCIÉRI (Linsser h = 500 m)

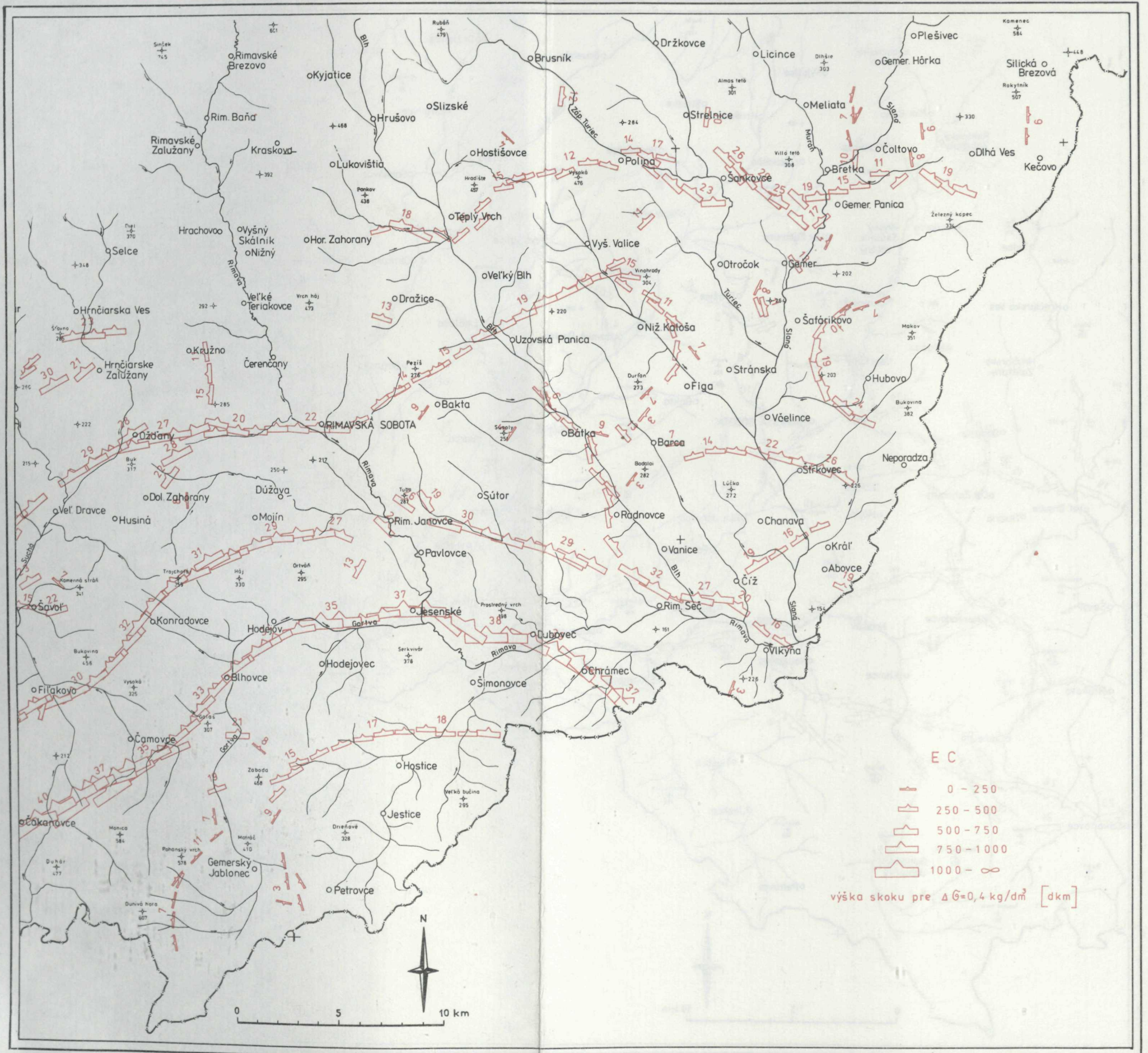
J. Bodnár 1983



# RIMAVSKÁ KOTLINA

INDÍCIE VERTIKÁLNYCH HUSTOTNÝCH ROZHRAŇÍ V PODLOŽÍ (Linsser  $h = 1\ 000\text{ m}$ )

J. Bodnár 1983





Najvýraznejšie sa prejavuje na mape výskytov magnetických hornín v podloží 10—14 km široká zóna (Blhovce—Horné Zahorany—Brusník). Hĺbka horného okraja magnetických hornín narastá skokom od juhozápadu na severovýchod.

Kým v oblasti Blhoviec horný okraj telies vystupuje v hĺbke okolo 1,2 až 1,4 km, v oblasti Horných Zahoran je hĺbka horného okraja magnetických hornín približne 3,5 km a v okolí Brusníka až 4,5 km. Získané údaje o hĺbke, rozmeroch a magnetizácii prostredí poukazujú na skutočnosť, že ide o petrofyzikálne podobné geologické prostredia.

Vrtom FV-1 pri Blhovciach boli overené magnetické horniny v hĺbke od 1058,2 m. Ide o metamorfované horniny s vysokou koncentráciou feromagnetických minerálov.

Zmeny v hĺbkach horného okraja magnetického prostredia sú v súlade so zmenami v zastúpení jednotlivých geologických prostredí. Napr. v oblasti Blhoviec nemôžeme predpokladať prítomnosť hrubšieho komplexu mezozoika a mladšieho paleozoika gemerid. Naopak, značná je hrúbka mezozoika a mladšieho paleozoika v oblasti Slovenského krasu.

Z uvedeného vyplýva, že príčinou anomálií na území Blhovce—Horné Zahorany—Brusník je jedno geologické prostredie. Zmeny v hĺbke uloženia jeho horného okraja sú podmienené tektonicky najmä pozdĺž Rimavy (rimavský zlom, pozdĺž ktorého by mala východná časť územia poklesnúť o 1,5 až 2,0 km voči časti západnej, nemôžeme však vylúčiť ani možnosť posunu východnej časti územia smerom na sever asi o 10 km). K menšiemu narušeniu spojitého priebehu magnetického prostredia dochádza aj na území Hrušovo—Veľký Blh—Rimavská Seč (zlom potoka Blh).

Relatívne minimá geomagnetického poľa poukazujú na nedostatok magnetických hornín v predterciérnom komplexe. Môžu byť zastúpené širokou petrografickou škálou hornín sedimentárneho i vulkanického pôvodu. Dve z nich (Gemerský Jablonec—Šimonovce a v okolí Ožďian) vyznievajú v údolí rieky Rimava (príl. 1).

Pri kvantitatívnej interpretácii magnetických anomálií sme venovali zvláštnu pozornosť blhovskej geomagnetickej anomálii. Táto rozsiahla anomália s amplitúdou asi 500 nT sa rozprestiera na ploche asi 60 km<sup>2</sup>. V jej priestore vystupuje systém lokálnych anomálií s amplitúdou 1 500 nT. Spôsobené sú zvyškami bazaltových lávových prúdov. Skúmaním fyzikálnych vlastností hornín vo vrte FV-1 bolo zistené, že vlastnú magnetickú anomáliu vyvolávajú paleozoické horniny, vrchný okraj ktorých je v hĺbke 1058,2 m. Uvedené horniny sú reprezentované fylitmi s obsahom pyrohlinu, a práve jeho prítomnosť určuje charakter magnetických vlastností fylitických hornín. Dôležité je aj zistenie, že terciérne horniny sú slabomagnetické a nemôžu byť teda zdrojom geomagnetických anomálií takého charakteru, aké boli zistené v skúmanej oblasti.

Na interpretáciu anomálie sme využili metódy Fourierovej transformácie magnetického poľa. Anomália bola prepočítaná na výšku 500 m analytickým pokračovaním do horného polpriestoru. Tým sa vylúčili účinky vysokomagnetických čadičových prúdov, ktoré sa prejavujú na mape izolínií  $\Delta Z$  (obr. 25 a), ale na mape analytického pokračovania do horného polpriestoru sa už nevyskytujú (obr. 25 b). Potvrdilo sa, že rudy sú hlbkovo ohraničené.

Vlastná interpretácia sa uskutočnila podľ 21 interpretačných profilov, orientovaných kolmo k pozdĺžnej osi anomálie. Z vyhladených kriviek  $\Delta Z$  boli potom vypočítané modifikované spektra a z nich ďalej určené hĺbky uloženia. Výsledky interpretácie potvrdzujú, že zdroj magnetickej anomálie je najvhodnejšie aproximovať telesom tvaru šikmej dosky, uloženej v hĺbke 900 m pod uhlom 55°, s magnetizáciou 110 jednotiek SI a hrúbkou 3 500 m. Z vypočítaných údajov sme určili plošné rozšírenie fylitov s pyrohlinom a vertikálny rez telesa v interpretovanej hĺbke (obr. 25 c).

### *Seizmické merania*

Seizmické merania najvýraznejšie určovali rýchlostné rozhranie, ktoré zodpovedalo priebehu reliéfu predterciérneho substrátu. Ďalšie rýchlostné rozhranie bolo zistené aj vo vlastnej výplni terciérnej panvy, ale k jeho geologickému vysvetleniu niet litologických údajov. Rýchlostné rozhrania v predterciérnom podloží do hĺbkovej úrovne 2 500—3 000 m, ktoré by mohli mať geologický význam, boli zisťované detekciou len v niektorých úsekoch zmeraných profilov.

Z interpretácie výsledkov seizmických meraní (obr. 26) vyplýva, že hrúbka terciérnych hornín v skúmanom území sa pozvoľne zväčšuje od severu na juh (kde interpretovaná hrúbka je až 1 750 m) bez výraznejších vertikálnych zmien. Seizmické merania určovali aj zmeny hraničných rýchlostí v predterciérnom podloží, spôsobené jeho geologickou nehomogenitou.

Refrakčný profil IR/77 vychádza z južnej časti Slovenského rudohoria a smeruje na JJV. V severo-severozápadnej časti profilu (PK 0—73) sa hrúbka sedimentov mierne zväčšuje od 100 do 500 m. Potom podložie klesá asi o 200 m. V ďalšej časti profilu sa reliéf podložia ukladá na JJV a v úseku PK 230—260 sa nachádza čiastková dielčia depresia s amplitúdou asi 100 m, kde bola zistená aj najväčšia hrúbka terciérnych sedimentov na skúmanom území.

Hraničná rýchlosť sa pozdĺž profilu niekoľkokrát zmení. Zaujímavé informácie poskytujú najmä zmeny hraničnej rýchlosti v úseku PK 23—84. Predterciérne podložie v tejto časti profilu môže byť budované buď mezozoickými komplexmi, resp. paleozoickými sériami, vyznačujúcimi sa vyššími rýchlosťami šírenia seizmických vln. V ďalšej časti profilu predpokladáme prítomnosť výlučne paleozoických hornín.

Na profile 2R/77 je indikovaný priebeh reliéfu predterciérneho podložia ako výrazné rýchlostné rozhrania v celej jeho dĺžke. Najmenšia hrúbka terciérnych sedimentov (asi 50 m) sa zistila na začiatku profilu a najväčšia (cca 1 150 m) v úseku PK 300—335. Reliéf podložia terciérnej panvy postupne klesá smerom na JV.

V tomto profile od PK 4 sa interpretuje hĺbka podložja od 20 do 40 m. Do PK 40 vykazuje morfológia podložja dve menšie depresie a dve elevácie. Odtiaľ po PK 150 dosahuje hĺbka podložja 300—400 m, s výnimkou úseku PK 74—94, kde priebeh podložja vykazuje menšie vyklenutie elevačného charakteru. Na tomto úseku je aj hraničná rýchlosť podložja vyššia. V úseku PK 148—152 klesá podložie o ďalších 150 m a pokračuje s menšími zmenami hĺbky v rozmedzí od 400 do 500 m až po PK 233. Od tohto bodu podložie postupne klesá a pri PK 300 dosahuje hĺbku 1 000 m.

Rýchlostné rozhrania sa zistili aj vo vnútri predterciérneho podložja, zhruba v úseku PK 160—270. Týmto rozhraniam nie je zatiaľ možné jednoznačne prisúdiť geologický význam. Pravdepodobne ide o rýchlostné hranice komplexe paleozoických hornín.

Styk mezozoika a paleozoika na tomto profile je pravdepodobne v úseku PK 264—300. Ak vychádzame z hodnôt hraničných rýchlostí, môžeme predpokladať, že mezozoické horniny, ktoré budujú podložie terciérnych sedimentov, pokračujú severozápadným smerom v celej dĺžke profilu. Úseky profilu s hraničnými rýchlosťami vyššími ako 6 000 m/s pravdepodobne korešpondujú s horninami v karbonátovom vývoji. Zistené skutočnosti však dovoľujú predpokladať prítomnosť paleozoických hornín aj v úseku PK 95—160. Hranicu medzi mezozoickými a paleozoickými komplexmi vo vertikálnom smere sa pre nevhodné seizmo-geologické podmienky (malé rozdiely v rýchlosti, resp. rýchlostná inverzia) nepodarilo detekciou zistiť.

Priebeh predterciérneho podložja na profile 3R/77 je relatívne najvyrovnannejší a v úseku PK 0—254 prakticky vodorovný. Hĺbka podložja sa pohybuje od 1 000 do 1 200 m. Hrúbka terciérnych sedimentov sa postupne znižuje a neďaleko vrtu C-1 je hĺbka podložja len asi 400 m. Odtiaľ sa hĺbka reliéfu podložja až po koniec profilu podstatne nemení. Hranicu mezozoických komplexov s paleozoickými nie je možné jednoznačne určiť. Nachádza sa v rozmedzí PK 215—240.

Detekciou určené rozhranie v predterciérnom podloží PK 178—300 prislúcha s najväčšou pravdepodobnosťou rýchlostnej hranici v paleozoických horninách.

### Interpretácia tiažových meraní

Hlavnou geofyzikálnou metódou použitou v Rimavskej kotline bola gravimetria. Voľbe metódy spracovania tiažových meraní sme preto venovali maximálnu pozornosť. Najoptimálnejší spôsob interpretácie sa javil v postupnej separácii tiažových účinkov, zodpovedajúcich hustotne odlišným geologickým prostrediam. V našom prípade išlo o rozdelenie tiažového poľa, zobrazeného na mape Bouguerových anomálií, na účinky, ktoré charakterizujú:

- a) terciérnu výplň panvy
- b) horizontálne zmeny hmotnosti v predterciérnom a hlbšom podloží
- c) zmeny v priebehu izostatickej kompenzačnej plochy

Pri separácii tiažových účinkov bol použitý numericko-grafický postup, ktorý pozostával:

- z vyhotovenia priebehu reliéfu predterciérneho podložja
- z výpočtu gravitačných účinkov terciérnych hornín
- z určenia tiažových účinkov podložných útvarov
- z vyhotovenia odkrytej gravimetrickej mapy
- z vyhotovenia transformovaných máp.

Pri konštrukcii reliéfu predterciérneho podložja sme použili aj výsledky iných geofyzikálnych metód a dostupné geologické informácie. Išlo predovšetkým o výsledky vrtov do podložja a o výsledky seizmických meraní. Ako hlavnú geofyzikálnu metódu pri vyhotovovaní reliéfu predterciérneho podložja sme použili seizmiku, ktorá poskytuje hodnoverné údaje o styku terciérnych a predterciérnych formácií takmer na všetkých zmeraných profiloch. Výsledky geoelektrických meraní mohli byť úspešne využité len vo východnej časti skúmanej oblasti, kde je podložie budované mezozoickými horninami. Cenné informácie o priebehu predterciérneho podložja v južnej časti územia nám poskytli aj výsledky geofyzikálnych výskumov realizovaných na území MLR v blízkosti československo-maďarských štátnych hraníc (refrakčné seizmické a geoelektrické merania).

Konštruovaný priebeh reliéfu predterciérneho podložja nám poslužil ako podklad pre výpočet gravitačných účinkov terciérnych hornín. Pri výpočte gravitačného účinku ľubovoľnej štruktúry sme využili vzťah platný pre vertikálny hranol (M. SMÍŠEK — J. PLANČÁR — J. KRŠÁK 1970) alebo pre všeobecný hranol (M. ŠKORVÁNEK — V. POHÁNKA 1977).

Pri výpočte gravitačného účinku terciérnych hornín sme použili jednotnú diferenčnú hustotu  $\Delta\sigma = -0,40 \text{ kg/dm}^3$ .

Tiažové účinky zodpovedajúce podložným formáciám boli vypočítané ako rozdiel úplných Bouguerových anomálií a gravitačných účinkov terciérnych hornín ( $g_p = g_B - g_N$ ). Vypočítané hodnoty  $g_p$  boli nanesené do grafického podkladu a interpolované. Pri interpolácii sme brali do úvahy skutočnosť, že v tiažovom poli zobrazujúcom hustotné nehomogenity podložných útvarov sú potlačené účinky pripovrchových telies. Anomálne pole bolo preto konštruované ako pozvoľne a rovnomerne sa meniace.

Tiažové účinky terciérnych hornín sa získali grafickým odčítaním tiažových účinkov podložja od poľa úplných Bouguerových anomálií. Týmto spôsobom získaná mapa tiažových účinkov terciérnych hornín sa stala základným dokumentom pri korigovaní priebehu reliéfu predterciérneho podložja a pri kvalitatívnom posúdení anomálneho tiažového poľa, charakterizujúceho pripovrchovú geologickú stavbu.

Z mapy tiažových účinkov predterciérneho podložja sa vyhotovila tzv. odkrytá mapa, ktorá poskytuje informácie o priestorovej pozícii hustotných nehomogenít v podložných útvaroch.

Uvedený spôsob separácie tiažových účinkov neumožňuje urobiť matematicky presný výpočet anomálnych účinkov, ktoré by zodpovedali jednotlivým hustotne odlišným geologickým prostrediam. Rešpektuje však geologické poznatky a výsledky interpretácie iných geofyzikálnych metód, a tým poskytuje geologicky definované informácie o priestorovej pozícii hustotne diferencovaných prostredí.

Zo získaných gravimetrických podkladov sa potom vyhotovili odvodené tiažové polia. Zvláštna pozornosť sa venovala transformáciám, zvýrazňujúcim linearitu anomálneho tiažového poľa, a vyhotoveniu modelu hustotných nehomogenít v hlbších častiach zemskej kôry.

Na vyhotovenie modelu hustotných nehomogenít v predterciálnom podloží bola využitá graficko-výpočtová metóda (R. BÁRTA 1980). Ako ekvivalenty nehomogenít sa zvolili teoretické krivky prvých derivácií gravitačného potenciálu —  $V_z$ . Parametre rušivých telies sa určovali z odkrytej gravimetrickej mapy porovnávaním charakteristických kriviek so súborom teoretických kriviek, ktoré boli vopred vypočítané pre tento účel.

V prvej etape sa odhadli parametre rušivých telies, ktoré mali tvar štvorbokých hranolov. V druhej etape sme vytvorili reálnejší model v tvare obecného n-bokého hranola a pomocou riešenia priamej úlohy gravimetrie sme vypočítali jeho gravitačný účinok. V tretej etape sme porovnali pole zobrazené v odkrytej gravimetrickej mape s mapou gravitačného účinku hustotného modelu, čím sme získali tzv. „reziduálne“ pole, ktoré, ak je to potrebné, môžeme podrobiť ďalšej analogickej interpretácii.

Popísaným „iteračným“ postupom bol získaný model hustotných nehomogenít v predterciálnom podloží, ktorý poskytuje informácie o maximálnych hĺbkach uloženia rušivého telesa.

## Výsledky interpretácie tiažových meraní

Pri interpretácii anomálneho tiažového poľa v Rimavskej kotline boli korelované výsledky tiažového mapovania s dostupnými geologickými poznatkami a s výsledkami ostatných geofyzikálnych metód. Hlavnú pozornosť pri interpretácii tiažových anomálií sme zamerali na analýzu fyzikálnych prejavov styku terciálnych a predterciálnych formácií a mapovanie hustotných nehomogenít v terciéri a predterciálnom podloží. Veľkú pozornosť sme venovali aj indikovaniu lineárnych štruktúr tiažového poľa, ktoré môžu byť vo vzájomnom vzťahu so štruktúrno-tektonickou stavbou.

## Reliéf predterciálneho podložia

Počas vyhotovovania reliéfu predterciálneho podložia sme sa opierali o analýzu geofyzikálnych prejavov styku terciálnych a predterciálnych formácií a o najnovšie geologické poznatky. Zobrazený reliéf predterciálneho podložia stúpa od juhu smerom na sever. Takto charakterizovaný priebeh reliéfu podložia je deformovaný niekoľkými morfológickými eleváciami a depresiami.

Z morfológických elevácií predterciálneho podložia medzi najvýznamnejšie patria (obr. 27):

- elevácia predterciálneho podložia pri obci Blhovce
- elevácia predterciálneho podložia pri Veľkom Blhu
- šafárikovská elevácia predterciálneho podložia

K výrazným morfológickým depresiam predterciálneho podložia patria:

- depresná forma podložia v oblasti Cerovej vrchoviny
- depresná forma predterciálneho podložia pri Rimavskej Sobote
- depresia predterciálneho podložia pri Hostišovciach
- depresia podložia v okolí Nižnej Kaloše—Uzovskej Panice
- depresia podložia v okolí obce Chanava

## Hustotné nehomogenity vo výplni terciárnej kotliny

Priestorová pozícia hustotne odlišných prostredí, ktoré korešpondujú s pripovrchovou stavbou v skúmanej oblasti, je najlepšie vyjadrená na mape gravitačného účinku terciálnych hornín (obr. 28). Prostredníctvom nej môžeme zistiť, že v Rimavskej kotline je niekoľko kladných a záporných anomálií, ktoré svojou intenzitou, resp. plošným rozšírením značne deformujú zobrazené pole. Z výrazne kladných anomálií ide o nasledovné (obr. 28, 29):

1. anomália v okolí obce Blhovce
2. anomália v okolí Veľkého Blhu
3. šafárikovská anomália

K výrazne záporným anomáliám zaraďujeme:

1. anomáliu Cerovej vrchoviny
2. anomáliu v okolí Rimavskej Soboty
3. anomáliu pri Hostišovciach
4. anomáliu pri obciach Nižná Kaloša—Gemerská Panica
5. anomáliu pri obci Chanava

Okrem týchto výrazných elevačných a depresných foriem tiažového poľa existujú aj ďalšie, plošne menej rozsiahle a menej intenzívne anomálie tiažového poľa kladnej a zápornej polarít.

Z lokálnych kladných anomálií je potrebné spomenúť anomáliu zistenú južne od obce Hrušovo,

anomáliu pri obci Polina, anomáliu lokalizovanú medzi obcami Šankovce a Bretka a lokálnu kladnú anomáliu pri obci Hubovo.

Lokálne záporné anomálie boli zistené pri Šankovciach a východne od Šafárikova.

Zdroje anomálneho poľa a ich nadväznosť na geologickú stavbu

Pri interpretácii pripovrchových zdrojov anomálneho tiažového poľa sme dali do vzájomného vzťahu zobrazené pole gravitačného účinku terciérnych hornín s mapou reliéfu predterciérneho podložia (obr. 27). Z uvedenej súvzťažnosti vyplýva, že prevažná časť relatívne kladných a záporných tiažových anomálií zodpovedá eleváciám a depresiám predterciérneho podložia.

1. Kladná tiažová anomália v okolí obce Blhovce je prejavom elevácie reliéfu predterciérneho podložia. Hrúbka terciérnych sedimentov nad ňou predstavuje vrstvu asi 100 m.

2. Anomália v okolí Veľkého Blhu zodpovedá elevácii predterciérneho podložia. Hrúbka terciérnych sedimentov v priestore elevácie sa pohybuje okolo 250 m (vrt EUP-1 zastihol podložie v hĺbke 242 m). Smerom na juh hrúbka terciéru narastá.

3. Šafárikovská anomália je prejavom elevácie predterciérneho podložia, ktoré na niekoľkých miestach vystupuje na povrch, resp. v malých hĺbkach sa overilo vrtmi. Tvoria ho prevažne mezozoické sedimenty (karbonáty). Hrúbka terciérnych sedimentov nad touto eleváciou smerom na JZ narastá až na 700 m.

1. Plošne najrozsiahlejšia a najintenzívnejšia záporná tiažová anomália je anomália Cerovej vrchoviny, ktorá sa rozprestiera v južnej časti skúmaného územia a zasahuje do Maďarskej ľudovej republiky. Predstavuje časť plošne rozsiahlej depresie v reliéfe predterciérneho podložia na československo-maďarskom pomedzí. Interpretovaná maximálna hrúbka terciéru presahuje zhruba 2000 m, čo potvrdzuje vrt Su-3 (pri Salgótarjáne) na maďarskom území, ktorý ani v hĺbke 2232 m nezastihol predterciérne podložie.

2. Výrazná negatívna anomália v okolí Rimavskej Soboty je odrazom depresie v predterciérnom podloží. Interpretovaná hrúbka terciérnych sedimentov v tejto depresii dosahuje 600—700 m.

3. Anomália tiažového poľa pri Hostišovciach korešponduje s interpretovanou hrúbkou terciérnych hornín, ktorá v miestach najväčšej intenzity anomálie dosahuje 300—400 m.

4. Anomália pri obciach Nižná Kaloša — Gemerská Panica je tiež prejavom depresie predterciérneho podložia. Maximálna interpretovaná hrúbka terciérnych sedimentov v tejto depresii je až 400 m. Smerom na severovýchod sa depresia stáva plytšou a hrúbka terciéru klesá (vo vrte DV-1 je hrúbka terciéru asi 200 m), za priečnym štútnickým zlomom končí a na povrch vystupuje predterciérne podložie.

5. Výrazná negatívna tiažová anomália sa nachádza aj v širšom okolí obce Chanava. Táto negatívna anomália zodpovedá depresii v reliéfe predterciérneho podložia.

Fyzikálne príčiny lokálnych kladných a záporných tiažových anomálií zistených v severnej a východnej časti skúmanej oblasti sú zároveň podmienené reliéfom predterciérneho podložia, ktorý v uvedených oblastiach v ostrovčekoch vystupuje na povrch, alebo je zakrytý terciérnymi sedimentmi malej hrúbky.

Hustotné nehomogenity v predterciérnom podloží

Najlepší obraz o priestorovej pozícii hustotne odlišných prostredí v predterciérnom podloží poskytuje tzv. odkrytá gravimetrická mapa (obr. 30). Z nej vyplýva, že v študovanej oblasti sa nachádza niekoľko kladných a záporných anomálií, ktorých tiažové prejavy sú závislé od diferencnej hustoty a od veľkosti a hĺbky uloženia rušivého telesa. Anomálie sú buď veľmi výrazné, alebo spôsobujú len menšie deformácie tiažového poľa.

Z kladných tiažových anomálií uvádzame nasledovné (obr. 30, 31):

1. Anomália Gemerského Jablonca
2. Anomália pri Uzovskej Panici
3. Anomália pri Gemerskej Panici
4. Anomália pri Horných Zahoranoch
5. Anomália v okolí Brusníka

Zo záporných tiažových anomálií, korešpondujúcich so štruktúrno-morfologickými formami predterciérneho podložia a geologickou stavbou hlbších častí kôry, ide o nasledovné:

1. Anomália pri obciach Figa a Stránska
2. Anomália východne od Šafárikova
3. Anomália Licince — Meliata
4. Anomália pri obci Slizké
5. Anomália pri obci Selce

Korelácia výsledkov kvantitatívnejšej interpretácie tiažových anomálií, zobrazených na odkrytej gravimetrickej mape spolu s poznatkami o geologickej stavbe predterciérneho podložia ukázala, že vymapované kladné, resp. záporné tiažové anomálie korelujú s hustotnými nehomogenitami bezpro-

stredného podložia trefohornej výplne kotliny, ale hlavne s anomáliami tiažového poľa v hlbších častiach zemskej kôry.

Predpokladáme, že prejavom hustotných nehomogenít nachádzajúcich sa v bezprostrednom podloží môže byť záporná tiažová anomália zistená južne od Liciniec.

Ostatné anomálie tiažového poľa kladnej a zápornej polarity, zobrazené na odkrytej gravimetrickej mape, sú pravdepodobne vyvolané nehomogenitami nachádzajúcich sa v hlbších častiach predterciérneho podložia (obr. 32).

Z týchto anomálií je najvýraznejšia plošne rozsiahla a veľmi intenzívna kladná tiažová anomália Gemerského Jablonca, zistená v južnej časti skúmaného územia, kde je bezprostredné podložie terciérnych hornín 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, zdroj ktorých je vo vrchnej časti plášťa. Pravdepodobne ide o čiastkový diapír plášťa, ktorý prenikol do spodnej časti stenčenej kôry, keď už aktivita panónskeho diapíru ustala. Tento diapír pri nastavení kôry spôsobil vznik spodnomiocénneho magmatizmu a neskoršie slúžil ako rezervoár andezitového vulkanizmu danej oblasti. Pozdejšie prenikli na povrch bazalty, ktorých genetická spätosť s plášťom je potvrdená inklúziami plášťových hmôt.

Interpretácia plášťového diapírizmu v kontaktnej zóne Západných Karpát a Panónskeho bazénu nie je jediným možným riešením. Parametre rušivého telesa, získané kvantitatívnu reinterpretáciou tejto plošne rozsiahlej a intenzívnej tiažovej anomálie umožňujú aj iné vysvetlenia fyzikálnych príčin kladnej anomálie. Možno predpokladať, že anomáliu vyvolal rozsiahly komplex hornín s veľkým podielom bázických alebo ultrabázických hornín. Na prítomnosť tohto 3–4 km hrubého komplexu v predterciérnom podloží poukazuje vystupovanie ultrabázik pozdĺž rábsko-rožňavskej a balatónsko-darnovskej tektonickej línie (P. GREČULA — I. VARGA 1979). Pozícia komplexu ťažkých hornín medzi výraznými tektonickými javmi i alochtónnosť podložného príkrovu gemerika (B. LEŠKO — I. VARGA 1980) nevyklučujú prítomnosť k povrchu bližšie vystupujúcich jednotiek so značným obsahom ofiolitov, ktoré môžu mať charakter príkrovu. Túto interpretáciu podporujú aj výsledky magnetických meraní. Hlavné magnetické komplexy sa totiž nachádzajú po obvode alebo priamo nad uvedeným hustotne anomálnym prostredím. Ak vychádzame zo súčasných poznatkov, nie je možné jednoznačne rozhodnúť, ktorá z uvedených hypotéz je správna.

Kladná anomália v okolí Uzovskej Panice a Nižnej Kaloše sa nachádza v priestore, kde v predterciérnom podloží predpokladáme karbonátové horniny silického príkrovu a horniny meliatskej skupiny. Karbonátové horniny by mohli byť jednou z príčin kladnej anomálie. Z výsledkov kvantitatívnej interpretácie však vyplýva, že hustotnú inhomogenitu môže nahradiť teleso, ktorého diferenčná hustota je  $+0,25 \text{ kg/dm}^3$ , maximálna hĺbka horného okraja 2500 m a teleso je hrubé 1 250 m.

Kladná anomália v okolí Gemerskej Panice je zistená v priestore, kde v podloží terciérnych hornín bolo overené nekarbonátové mezozoikum silického príkrovu, resp. meliatskej skupiny. Tieto horniny však nemôžu byť zdrojom anomálie. Získané parametre tejto hustotnej nehomogenity umožňujú predpokladať, že ide o teleso hrubé niekoľko sto metrov, ktoré sa nachádza v hlbších častiach predterciérneho podložia.

Kladná anomália pri Horných Zahoranoch korešponduje s prítomnosťou magnetických hornín, predpokladaných v hĺbke okolo 3 km. Pravdepodobne ide o bázické horniny v hlbšom podloží.

Kladná anomália, ktorá sa nachádza v okolí Brusníka, veľmi dobre súhlasí s brusníckou antiklinálou, v jadre ktorej vystupujú horniny gelnickej skupiny a klastické slabometamorfované horniny mladšieho paleozoika gemerika. Tieto relatívne ľahké horniny nemôžu byť zdrojom kladnej tiažovej anomálie. Jej fyzikálnu príčinu je treba hľadať v hlbších vrstvách predterciérneho podložia.

S väčšími ťažkosťami sa stretávame pri interpretácii záporných tiažových anomálií, zdroj ktorých sa nachádza v hlbšom podloží terciérnych hornín. Záporné anomálie, ktoré sa rozprestierajú medzi obcami Figa a Stránska, ale aj východne od Šafárikova, boli zistené v priestore, kde predterciérne podložie je budované karbonátmi silického príkrovu, t. j. relatívne ťažkými hmotami. Záporné tiažové anomálie teda nekorešpondujú so stavbou bezprostredného terciérneho podložia a ich zdroj musíme hľadať vo väčších hĺbkach. Z výsledkov kvantitatívnej interpretácie vyplýva, že zdrojom hustotnej nehomogenity v okolí Šafárikova môže byť teleso, horný okraj ktorého sa nachádza maximálne v hĺbke 1 900 metrov a je niekoľko tisíc metrov hrubé. Odhadnutá diferenčná hustota  $-0,10 \text{ kg/dm}^3$  umožňuje predpokladať, že ide o mladé alpínske granitoidy alebo o staršie granitoidy, viazané na veporikum v podloží gemerika.

Záporná anomália lokalizovaná južne od Liciniec môže byť vysvetľovaná niekoľkými spôsobmi.

Vzhľadom na predpokladaný výskyt magnetických hornín v tomto priestore usudzujeme, že by mohlo ísť o porušené telesá ultrabázik, nachádzajúce sa vo väčšej hĺbke. Druhou možnosťou je, že zápornú anomáliu vyvolávajú telesá sadrovcov, ktoré sú známe v širokom okolí. Podobne nemôžeme vylúčiť ani predpoklad, že anomália je prejavom lokálneho deficitu ťažkých karbonátových hornín. Túto alternatívu podporuje aj skutočnosť, že anomália sa nachádza v miestach, kde vystupuje meliatska skupina, v ktorej je menej karbonátov než v silickom príkrove.

Záporná anomália pri obci Slizké bola zistená v priestore, kde vystupujú na povrch najmä karbonáty silického príkrovu, ktoré túto zápornú anomáliu nemôžu vyvolať. Predpokladáme teda, že je vyvolaná kyslými magmatickými horninami v hlbšom podloží.

Záporná tiažová anomália pri obci Selce lemuje severozápadný okraj uvedenej oblasti. Z výsledkov kvantitatívnej interpretácie vyplýva, že jej fyzikálnou príčinou môže byť teleso hrubé viac ako 1 000 m, horný okraj ktorého sa nachádza maximálne v hĺbke 1 800 m. Predpokladáme, že zdrojom tejto anomálie sú väčšie masы granitoidných hornín veporika, v mieste anomálie vystupujúce na povrch.

#### Lineárne štruktúry tiažového poľa

Vertikálne hustotné rozhrania, zobrazené na gravimetrických transformovaných mapách (obr. 33, 34), vytvárajú v Rimavskej kotline sieť, v ktorej prevládajú smery severovýchodné a severozápadné, čo je v príčinnom vzťahu s tektonickou stavbou spomínanej oblasti. V terciérnej výplni kotliny sú okrem týchto významných systémov aj vertikálne hustotné rozhrania severojužného a východozápadného smeru.

Podstatná časť vertikálnych hustotných rozhraní pomerne dobre korešponduje so zistenými, resp. predpokladanými zlomami a bola s úspechom využitá pri interpretácii tektonickej stavby Rimavskej kotliny.

# STAVBA RIMAVSKEJ KOTLINY

D. VASS — M. ELEČKO — J. BODNÁR

Tektonika Rimavskej kotliny vzhľadom na monotónny litologický vývoj hlavnej časti výplne (raná molasa) a pod „maskujúcim“ vplyvom najmladšej aktivity zlomov ostala dlho skrytá. Na geologickej mape predštvrtohorných útvarov (v mierke) 1 : 200 000 Rimavská Sobota sú zobrazené takmer výlučne zlomy a zlomové štruktúry sz. smeru, ako aj zlomy vz. smeru, a len druhorodo je na mape zobrazený zlomový systém sv. smeru.

Vychádzajúc z podrobného geologického a geofyzikálneho výskumu Rimavskej kotliny bolo možné upresniť tektoniku Rimavskej kotliny, stanoviť kvalitatívne a kvantitatívne vlastnosti viacerých významných zlomov, porušujúcich výplň, a zároveň objasniť základné črty stavby predterciérneho podložja kotliny.

## Stavba hlbšej časti kôry v oblasti Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny

Komplexné spracovanie geofyzikálnych polí poskytlo doposiaľ jediné informácie o stavbe hlbšej časti kôry skúmaného územia.

Korelácia poznatkov o geologickej stavbe a tiažového poľa ukázala, že niekoľko pozitívnych a negatívnych tiažových anomálií nekorešponduje s geologickou stavbou terciéru a jeho bezprostredného podložja.

V priestore štyroch pozitívnych anomálií budujú bezprostredné podložie terciéru relatívne ľahšie horniny, ktoré nemôžu byť príčinou kladnej tiažovej anomálie. Dôkazom toho je príl. 1, a obrázok 1a na tejto prílohe.

Anomália východne od Gemerskej Panice (č. 3) leží v priestore panickej antiklinály, kde terciér nemá anomálnu hrúbku a v jeho podloží vrty overili nekarbonátové mezozoikum (bridlice sp. triasu silického príkrovu, resp. triasu meliatskej skupiny). Tieto údaje z vrtov potvrdili aj výsledky geoelektrických meraní.

V priestore anomálie pri Horných Záhoranoch (č. 4) prebieha seizmický rez 2R/77, z ktorého vyplýva, že v podloží terciéru neanomálnej hrúbky sa nachádzajú horniny, ktorých hraničné rýchlosti nezodpovedajú karbonátom. Ide pravdepodobne o slabometamorfované vrchnopaleozoické horniny gemerika, resp. nekarbonátové mezozoikum silického príkrovu.

Anomália v okolí Brusníka (č. 5) korešponduje s brusníckou antiklinálou, v jadre ktorej vystupujú nekarbonátové horniny gelnickej skupiny a klastické slabometamorfované horniny permu.

Anomália Gemerského Jablonca (č. 1) leží v jz. pokračovaní lenártovskej antiklinály, v jadre ktorej vystupujú slabometamorfované paleozoické bridlice alebo nekarbonátový spodný trias silického príkrovu.

Z negatívnych tiažových anomálií sú to anomália východne od Šafárikova (č. 2) a anomália v oblasti obce Stránska (č. 1). Obe anomálie ležia v priestore synklinály Stránskej ktorá je budovaná karbonátmi silického príkrovu, t. j. relatívne ťažkými hmotami. Anomálie teda nekorešpondujú so stavbou bezprostredného terciérneho podložja.

Podobný charakter má negatívna anomália v oblasti Drienčanského krasu (č. 4), v priestore ktorej vystupujú na povrch hlavne karbonáty silického príkrovu a relatívne ľahšie horniny (bridlice a klastické sedimenty meliatskej skupiny) vystupujú iba ako malé šupiny.

## Úvahy o príčinách tiažových anomálií v hlbšom podloží

Príčiny spomenutých tiažových anomálií, ktoré nekorešpondujú so stavbou terciéru ani s jeho bezprostredným podložím, je treba hľadať v hlbších vrstvách kôry.

Najpodrobnejšie z týchto anomálií bola preskúmaná pozitívna tiažová anomália Gemerského Jablonca (č. 1), popísaná v práci J. BODNÁRA a L. POSPÍŠILA (1980). Podľa citovaných autorov intenzívna a plošne rozsiahla anomália je pravdepodobne vyvolaná hmotami, zdroj ktorých je vo vrchnej časti plášťa. Horný okraj tejto hustotnej nehomogenity bol interpretovaný v hĺbke 10—15 km. Ide pravdepodobne o čiastkový diapír plášťa, ktorý prenikol do spodnej časti stenčenej kôry (o možnosti plytšieho pôvodu anomálie sa pojednáva na str. 85).

Pozitívne anomálie pri Horných Zahoranoch (č. 4) a Brusníku (č. 5) korešpondujú s plošne rozsiahlejšími magnetickými anomáliami. Telesá vyvolávajúce magnetické anomálie sú interpretované v hĺbke 3,5 až 4,5 km. Jedná sa pravdepodobne o bázické horniny v hlbšom podloží. Tiažové anomálie reprezentujú čiastkové elevácie týchto hornín.

Pôvod pozitívnej anomálie východne od Gemerskej Panice (č. 3) nevieme zatiaľ bližšie vysvetliť. Predpokladáme, že je vyvolaná telesom ťažkých, ale nemagnetických, resp. slabomagnetických hornín.

Interpretácia negatívnych tiažových anomálií, zdroj ktorých sa nachádza v hlbšom podloží terciéru je problematická.

Anomália v oblasti Drienčanského krasu (č. 4) je pravdepodobne vyvolaná kyslými magnetickými horninami, v hlbšom podloží ktorých fragmenty vyzdvihol na povrch strednomiocénny vulkanizmus.

Anomálie v okolí obce Stránska (č. 1) a východne od Šafárikova (č. 2) mohli byť vyvolané podobnými horninami ktoré uviazli v hlbšej časti kôry. Je možné, že ide buď o mladé alpinske granitoidy, alebo o staršie granitoidy viazané na veporikum (veporikum predpokladáme v podloží gemerika meliatskej skupiny, resp. silického príkrovu).

### Stavba predterciérneho podložia Rimavskej kotliny

Pri charakterizovaní stavby predterciérneho podložia kotliny vychádzane zo stavby mezozoických a paleozoických hornín v severnom okolí kotliny, ktorú formovala alpínska príkrovová tektonika. Predpokladáme, že na stavbe predterciérneho podložia sa podieľajú príkrovy a šupiny s vnútornou stavbou zodpovedajúcou tektonickej kompetencii hornín. Tektonické jednotky tvorené bridličnatými komplexami majú strmé vrásové štruktúry, zatiaľ čo jednotky budované komplexmi karbonátov majú stavbu kryh a plochých vrás. Bodové údaje o podloží kotliny (vrty, malé odkryvy na povrch) a existujúce geofyzikálne informácie neumožňujú presne vymedziť telesá príkrovov, resp. šupín. Umožňujú však vytvoriť určitú, hoci neúplnú predstavu o priebehu a charaktere takých štruktúrnych prvkov stavby podložia, ako sú megavrásové štruktúry a zlomy.

### Vrásové štruktúry predterciérneho podložia

Existujúce geologické a geofyzikálne informácie poskytli podklady predstavám o pokračovaní vrásových megaštruktúr predterciérnych hornín zo severného a sv. okolia Rimavskej kotliny do jej podložia, resp. základ pre definovanie niektorých terciérom úplne pochovaných štruktúr (príl. 1).

Od severu na juh ide o nasledujúce vrásové štruktúry:

Špaňopoľská synklinála (M. MAHEĽ 1954, kryha Drienčanského krasu — E. GAÁL 1982 a) je najzápadnejším blokom plešivskej faciálnej oblasti. Ide o neúplnú synklinálu s plytkou amplitúdou a smerom osi V—Z.

Na povrch vystupuje medzi obcami Drienčany a Chvalová a smerom na východ sa ponára pod sedimenty terciéru. Ramená synklinály sú tektonicky redukované tak, že štruktúra nadobudla charakter kryhy, tvorenej mierne uklonenými vrstvami karbonátov stredného a vrchného triasu.

Licinská synklinála (J. BYSTRICKÝ 1964, str. 17) je tektonicky značne komplikovaná synklinála, ktorá vystupuje na povrch v pásme Skerešovo—Strelnice—Licince—Gemerská Hôrka. Jej západná časť je tvorená gutensteinskými vápencami. V centrálnej časti je niekoľko šupín, medzi ktorými sú aj šupiny meliatskej skupiny. Vystupujú tu však i najvyššie vrchnotriasové členy synklinály. Negatívna tiažová anomália tejto oblasti južne od Liciniec, resp. v okolí Meliaty (č. 3) môže byť prejavom relatívne menšieho zastúpenia karbonátov v šupinách meliatskej skupiny.

Domnievame sa, že synklinála pokračuje v podloží terciéru Rimavskej kotliny v západo-juhozápadnom smere až do priestoru Hrnčiarських Zálužian.

Pokračovanie licinskej synklinály smerom na západo-juhozápad predpokladáme podľa nasledujúcich faktorov:



— Na seizmickom profile 2R/77 (A. KONYA et al. 1978) v úseku severne od Dražíc boli zistené hraničné rýchlosti, zodpovedajúce karbonátom, ktoré môžeme predpokladať v jadre licinskej synklinály, podobne ako sa zistili v okolí Liciniec. Zvýšené hraničné rýchlosti boli zaznamenané aj na seizmickom profile 1R/77 medzi Ožďanmi a Hrnčiarskymi Zálužanmi.

— Pokračovanie synklinály v podloží terciéru dokazujú aj niektoré geologické skutočnosti.

— Karbonáty silického príkrovu priamo pod kvartérom v okolí Hrnčiarskych Zálužian (t. j. v jadre licinskej synklinály) overil vrt PR-12. Zistil aj prítomnosť dolomitických vápencov až dolomitov vrchného triasu (A. KULLMANOVÁ — MELLO in D. VASS et al. 1979). Pravdepodobne tie isté horniny v podloží terciéru zistil vrt 652 pri Veľkých Teriakovciach.

Stredno- až vrchnotriasové rekrystalizované karbonáty silického príkrovu boli zistené v severnom krídle synklinály vo vrte EVB-1 pri Papči. V severnom pokračovaní severného krídla synklinály sa na základe hraničných rýchlostí na seizmickom reze 2R/77 dá usudzovať, že v podloží terciérnych hornín sú v širšom okolí Horných Záhorian prítomné nekarbonátové horniny a predpokladá sa dajú len lokálne výskyty karbonátov.

Synklinála Bretky (J. BYSTRICKÝ 1964, str. 17) predstavuje južné rameno synklinály, ktorej severná polovica bola tektonicky úplne redukovaná. Celá štruktúra tak nadobudla charakter vápencovej kryhy s monoklinálne uloženými vrstvami smeru V—Z, ktoré sú naklonené severne v uhle 50—80°. Uprostred štruktúry prechádza dislokačná línia smeru V—Z, s ktorou súvisí redukcia súboru hallstattských vápencov. K juhozápadnému pokračovaniu štruktúry patria prevdepodobne vápencové výskyty západne od Šankoviec spolu s tISOVSKÝMI a wettersteinskými vápencami, zistenými vo vrte EUP-3 pri Rašiciach (tab. 1).

Prítomnosť karbonátov v jadre synklinály zakrytej sedimentmi terciéru potvrdili geoelektrické merania (metóda VES). Pokračovanie synklinály do okolia Veľkého Blhu naznačuje vrt EUP-1, ktorý v podloží terciéru zistil wettersteinské vápence (tab. 1). Nedá sa však vylúčiť, že tieto vápence môžu patriť k štruktúre obdobnej kryhy Drienčanského krasu. Medzi jednotlivými štruktúrami silického príkrovu je pravdepodobná prítomnosť meliatskej skupiny vo forme šupín (napr. v okolí vrtu EUP-2 pri Vyšných Valiciach, tab. 1).

Panická antiklinála prebieha z východného okolia Gemerskej Panice do južného okolia Gemerskej Vsi, odkiaľ sa stáča na JZ a pokračuje cez Vyšné Valice až do okolia Bakty. Existenciu tejto antiklinály, ktorá je z prevažnej časti zakrytá terciérnymi sedimentmi Rimavskej kotliny, predpokladáme podľa nasledujúcich údajov:

— Vo východnej časti predpokladaného priebehu antiklinály v bezprostrednom podloží bolo zistené pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie spodného triasu silického príkrovu (vrt DV-1, R-3, HM-1).

Na existenciu antiklinály poukazujú aj niektoré geofyzikálne merania:

— Na seizmickom profile 2R/77 v úseku medzi Baktou a Dražicami boli znížené hraničné rýchlosti zodpovedajúce nekarbonátovým sedimentom.

— Na absenciu alebo malé zastúpenie karbonátov na východ od Gemerskej Panice poukazujú merania metódou VES.

Synklinála Stránskej má smer VSV—ZJZ, prevažne v podloží terciéru.

Triasové karbonáty vystupujú na povrch východne od Šafárikova, boli však zistené aj vo vrtoch HM-5 (južne od Šafárikova), VNP-1 (severne od Hubova), VSH-10 (pri Stránskej) a DV-3 (východne od Šafárikova).

Od severu je synklinála Stránskej ohraničená pieskovcovo-bridličnatým súborom spodného triasu panickej antiklinály. Jej západné pokračovanie reprezentuje pravdepodobne výskyt stredotriasových vápencov vo vrte C-1 pri Čakove.

Na existenciu synklinály poukazujú tiež výsledky geofyzikálnych meraní:

— Zvýšené rýchlosti na seizmickom profile 2R/77 v priestore východne od Bakty a jz. od Radnoviec naznačujú prítomnosť karbonátových hornín. Na synklinálnu stavbu v sledovanom úseku seizmického profilu poukazuje aj zníženie hraničnej rýchlosti v hlbších častiach predterciérneho podložia.

— Vo východnej časti synklinály bola potvrdená prítomnosť karbonátov mimo prirodzených odkryvov a vrtov aj metódou VES.

— Kladná tiažová anomália medzi Uzovskou Panicou a Nižnou Kalošou (č. 2) naznačuje možnosť výskytu relatívne väčších mäs karbonátov v podloží, ktoré v danom prípade korešpondujú so severným krídlom synklinály.

Lenártovská antiklinála je najjužnejšou vrásovou štruktúrou podložia v Rimavskej kotlině a jej existenciu predpokladáme na základe vrtu C-2 pri Číži, ktorý v podloží terciéru overil prítomnosť pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia spodného triasu silického príkrovu (tab. 1). Vrt Susa-1 na maďarskom území navrtal v podloží terciéru slabometamorfované nekarbonatické sedimenty paleozoika.

### *Zlomy predterciérneho podložia*

Predterciérne podložie je porušené zlomami. Ich existenciu potvrdzujú nasledujúce skutočnosti:

— Predterciérne podložie vystupujúce na sv. okraji Rimavskej kotliny je porušené zlomami, prejavy ktorých boli konštatované na povrchu.

— Niektoré zlomy, ktoré porušujú terciér, majú hlbší dosah, t. j. porušujú aj predterciérne podložie, čo potvrdzuje ich koincidencia s vertikálnymi rozhraniami predterciérneho podložia.

— Na pravdepodobné zlomy predterciérneho podložia poukazuje viacero vertikálnych hustotných rozhraní, ktoré sa však v stavbe terciéru neprejavujú.

— Na existenciu niektorých zlomov v predterciérnom podloží upozorňujú výsledky magnetických meraní (nespojité priebeh magnetických prostredí v hĺbke).

Zlomy predterciérneho podložia vytvárajú dva systémy: SZ—JV a SV—JZ.

#### Zlomový systém SV—JZ

K tomuto zlomovému systému patria dva významné zlomy. Jeden z nich smeruje z južného okolia Bretky a Čoltova k Rimavskej Sobote a ďalej na západ k Oždanom. Ide o plešivský zlom v zmysle J. PLANČÁRA et al. (1977). Zlom v úseku od Gemerských Michaloviec na východ približne obmedzuje panickú antiklinálu.

Plešivský zlom ohraničuje na severe pozitívnu tiažovú anomáliu predterciérneho podložia v okolí Uzovskej Panice a Nižnej Kaloše (č. 2). Ďalej na SV oddeľuje dve pozitívne tiažové anomálie — južnú, nachádzajúcu sa východne od Gemerskej Panice (č. 3), a severnú, ležiacu medzi Čoltovom a Gemerskou Hôrkou (č. 5).

Plešivský zlom sa prejavuje aj v terciéri ako rašický zlom, resp. vo východnej časti ako zlom potoka Sograď (príl. 7).

Ďalší významnejší zlom sa tiahne zo severného okolia Gemerského Jablonca a zasahuje až do južného okolia Neporadze, resp. pokračuje na maďarské územie. Tento zlom pravdepodobne na severe obmedzuje lenártovskú antiklinálu, v ktorej bol v bezprostrednom podloží terciéru zistený spodný trias.

V úseku od Gemerského Jablonca až po severné okolie Drne vymedzuje zlom na severe tiažovú anomáliu Gemerského Jablonca (č. 1).

Aj tento zlom má svoj povrchový prejav a síce v zlomoch, ktoré prebiehajú severne od Čížu, resp. jeho povrchovým prejavom je zlom medzi Gemerským Jabloncom a Drňou. Povrchovým prejavom tohto zlomu môže byť aj časť systému drobných zlomov vz. až sv. smeru na pravom brehu dolného toku Rimavy s jasným prejavom aktivity v kvartéri.

Sv. smer má aj západná časť brezovskej línie (jv. od Plešivca). Ide o prešmykovú líniu uklonenú na sever (J. MELLO 1969).

Niekoľko zlomov sv. smeru v predterciérnom podloží interpretujeme na základe vertikálnych hustotných rozhraní predterciérneho podložia. K nim patrí:

— predpokladaný zlom prebiehajúci medzi Blhovcami a Hodejovom

— zlom prebiehajúci severne od Hodejova

— zlom prebiehajúci južne od Barce cez Rumince, ktorý obmedzuje na juhu negatívnu anomáliu Figa—Stránska (č. 1)

— zlom prebiehajúci sv. od Šafárikova, ktorý oddeľuje pozitívnu tiažovú anomáliu východne od Gemerskej Panice (č. 3) od negatívnej tiažovej anomálie východne od Šafárikova (č. 2) a porušuje aj terciér

— zlom prebiehajúci v priestore medzi Barcou a Nižnou Kalošou oddeľuje pozitívnu tiažovú anomáliu Uzovská Panica—Nižná Kaloša (č. 2) od negatívnej anomálie Figa—Stránska (č. 1)

— zlom prebiehajúci zo severného okolia Veľkého Blhu k Poline.

#### Zlomový systém SZ—JV

Do tohto zlomového systému patrí štítnický zlom. Od Plešivca smerom na sever sa zlom stáča do smeru SSZ. Na západe zlom utína vrásové štruktúry Slovenského krasu, ktoré nemožno jednoznačne paralelizovať so štruktúrami západne od zlomu (J. MELLO 1969). Podľa názoru J. MELLA (l. c.) bola západná kryha vyzdvihnutá voči kišcelu a mladším sedimentom sa však javí ako poklesnutá.

Zlomová línia prešmykového charakteru — gombasecká línia (J. MELLO 1969) utína južné rameno synklinály Silickej planiny a je uklonená na sever. Línia sa prejavuje v morfológii územia depresiami a radom závrto (J. MELLO l. c.).

Sz. smer má aj východná časť brezovskej línie, o ktorej sme sa zmieňovali už vyššie.

Zlom potoka Blh, ktorý výrazne porušuje terciérnu výplň Rimavskej kotliny, porušuje aj predterciérne podložie, o čom svedčí aj jeho koincidencia s líniou vertikálnych hustotných rozhraní v predterciérnom podloží a deformácie magnetických anomálií v páse Blhovce—Bruník (str. 81).

Indície vertikálnych hustotných rozhraní predterciérneho podložia upozorňujú na existenciu niekoľkých zlomov, ktoré prebiehajú:

- východne od Šankoviec k Strelniciam
- východne od Gemera cez Hrkáč
- medzi Šafárikovom a Neporadzou
- vo východnom okolí Gemerských Michaloviec a Nižnej Kaloše
- cez obec Dubovec a Chramec ďalej na JV

Predpokladaný zlom prebiehajúci východne od Gemerských Michaloviec a Nižnej Kaloše sa prejavuje popri lineárnom usporiadaní indícií vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží aj tým, že na sv. obmedzuje pozitívnu tiažovú anomáliu Uzovská Panica—Nižná Kaloša (č. 2).

Podobný charakter majú aj niektoré lineárne prvky v stavbe predterciérneho podložia prebiehajúce smerom ZSZ.

Dve kratšie línie vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží sa zistili v priestore medzi Rumincami a západným okolím Neporadze, ďalšia línia prebieha cez obec Papču. Posledne menovaná línia však môže byť aj prejavom zlomu, ktorý porušuje terciér a na povrchu sa prejavuje až v južnejšej časti.

Výrazná línia zsz. smeru prebieha od sútoku Slanej a Rimavy popri Rimavskej Seči až do sv. okolia obce Rimavské Janovce. Ďalšia línia, ktorá je už stočená takmer východozápadným smerom, prebieha od obce Dubovec cez Jesenské do údolia rieky Gortvy. Táto línia sa prejavuje aj v terciéri a kvartéri.

Zlom sz. smeru, ktorý prebieha v priestore dnešného toku Rimavy, vymedzuje v predterciérnom podloží západný okraj depresie Ratkovskej Sucheje (v zmysle J. PLANČÁR et al. 1977, str. 118). Na okrajoch depresie vystupuje paleozoikum (brusnická antiklinála na východe a staršie paleozoikum v oblasti Kocihy na západe). Depresie vyplňajú mladšie sedimenty (vrch. paleozoikum a mezozoikum). Zlom porušuje aj terciér, ale zatiaľ čo v predterciérnom podloží sa skláňa na SV, v terciéri má sklon práve opačný.

Možnosť existencie zlomov sz. smeru v predterciérnom podloží potvrdzuje segmentovanie magnetického prostredia vyvolávajúceho rozsiahle anomálie:

- a) Filakovo — Blhovce
- b) Horné Zahorany
- c) v širšom okolí Brusníka a Jelšavy (zväčša už mimo skúmaného územia príj. 1).

Podľa M. FILA (in J. BODNÁR et al. 1979) povrch magnetického prostredia postupne klesá smerom na SV. Najplytšie je spomínané prostredie v oblasti Blhoviec (1,2—1,4 km) a najhlbšie v oblasti Jelšavy (4,5 km). Priestorová konfigurácia prvých dvoch anomálií upozorňuje popri poklesovom mechanizme aj na možný laterálny posun kryh s dĺžkou posunu okolo 10 km.

Vrt FV-1 pri Blhovciach ukázal, že prinajmenšom jednou z príčin magnetickéj anomálie je časté zastúpenie feromagnetických minerálov v horninách rakoveckej skupiny. Za predpokladu, že prostredie, ktoré vyvoláva menované magnetické anomálie, je totožné, potom by jeho segmentácia na magnetických mapách mohla mať v dôsledku zlomovej tektoniky severozápadný smer. Jeden zo segmentujúcich zlomov by sa potom kryl s rimavským zlomom a druhý so zlomom potoka Blh. Porušenie predterciérneho podložia rimavským zlomom dokladá aj seizmický profil 3R/77 (A. KONYA et al. 1978). V mieste, kde profil pretína rimavský zlom, sa menia hraničné rýchlosti. Je teda pravdepodobné, že na zlome sa stýkajú horniny paleozoika a gemerika, ktoré budujú predterciérne podložie západne od zlomu, s karbonátmi silického prikrovu východne od zlomu (príj. 1.)

Pri oboch menovaných zlomoch bol však v mladom terciéri zaznamenaný opačný pohyb kryh. Je potrebné poznamenať, že predpokladané magnetické prostredie segmentované zlomami sa nachádza v priestore depresie predterciérneho podložia Ratkovskej Sucheje.

## Stavba molasovej výplne

Molasovú výplň Rimavskej kotliny a východnú časť Cerovej vrchoviny porušujú hlavne dva na seba kolmé zlomové systémy. Ide o systém SV—JZ a SZ—JV. Okrem toho sa na stavbe územia podieľajú zlomy vz. a sj. smeru (D. VASS et al. 1981, príj. 7).

## Zlomový systém SV—JZ

Má rozhodujúci význam pre stavbu výplne Rimavskej kotliny, menovite ranej molasy.

Raná molasa predstavuje cca 90 % z celkovej výplne kotliny. Severovýchodný zlomový systém bol aspoň sčasti syngenetický voči ranej molase t. j. voči sedimentom kišcelu a egeru lebo kontroluje ich paleogeografiu.

Od severu na juh môžeme v Rimavskej kotline vyčleniť tieto základné zlomové štruktúry sv. zlomového systému (príl. 7):

Drienčanská okrajová kryha sa nachádza na severnom okraji Rimavskej kotliny v priestore medzi obcami Slizké a Drienčany. Na juhovýchode je vymedzená hostišovským zlomom, ktorý je morfológicky výrazný (v dĺžke asi 5 km prebieha v údolí potoka, ktorý preteká cez obec Hostišovce). Za priečnym sz. zlomom potoka Blh sa povrchový morfológický prejav zlomu stráca. Na drienčanskej kryhe vystupujú na povrch horniny mezozoika, na ktorom ležia sedimenty egeru malej hrúbky.

Kryha Veľkého Blhu je ohraničená na severe už opísaným hostišovským zlomom a na juhu rašickým zlomom, ktorý prebieha od severného okolia Rimavskej Soboty smerom na SV k obci Rašice. Štruktúrnym pokračovaním tejto kryhy na východ je okrajová kryha Gemerská Ves—Čoltovo. Hraničnou medzi oboma spomínanými štruktúrami je zlom potoka Turiec, ktorý má sz. smer. Kryha Veľkého Blhu je oproti drienčanskej kryhe relatívne poklesnutá. Jej dĺžka dosahuje asi 20,0 km a maximálna šírka je asi 7,0 km.

Relatívne vysokú štruktúrnú pozíciu kryhy zvyrazňuje kladná anomália pri obci Veľký Blh (príl. 7, anomália č. 1). Je odrazom vyššej štruktúrnej pozície predterciérneho podložja voči južnej poklesnutej kryhe. Mezozoické podložie na povrch nevystupuje.

Vrtmi sa zistilo, že mezozoické podložie smerom na juh, resp. na JZ klesá. Terciér vystupujúci na kryhe je reprezentovaný sedimentmi egeru, hoci v niekoľkých vrtoch bol zistený v podloží egeru aj kišcel, ktorý chýba na drienčanskej okrajovej kryhe.

Rašický zlom vymedzuje kryhu Veľkého Blhu na juhovýchode a na území kotliny prebieha v dĺžke asi 20,0 km. Jeho existenciu potvrdil aj seizmický profil 1R/77.

Zlom veľmi dobre korešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní na mape tiažových účinkov terciérnych sedimentov a na odkrytej gravimetrickej mape (J. BODNÁR et al. 1979; obr. 30, 34). Je povrchovým prejavom plešivského zlomového systému, ktorý predstavuje výrazné hustotné rozhranie v predterciérnom podloží, prebiehajúce od Balašských Ďarmot cez Rimavskú Sobotu a Plešivec až k Prešovu (J. PLANČÁR et al. 1977; str. 11, príl. 15). Zlom kontroluje hrúbku sedimentov kišcelu a egeru a javí sa voči ním ako synsedimentárny. Prvé doložené príznaky aktivity zlomu sú v kišceli.

V mieste križovania sa rašického zlomu s priečnym zlomom potoka Blh je pozitívna anomália (anomália 2 na príl. 7 a obr. 29) odvodená z mapy tiažových účinkov terciéru (obr. 28). V tomto priestore je pravdepodobne elevácia predterciérneho podložja, ktorej ťažisko je na vysokej kryhe Veľkého Blhu.

Kryha Veľkého Blhu je vnútorne členená pozdĺžnym zlomom, prebiehajúcim južne od obce Dražice v údolí potoka. Na existenciu zlomu poukazuje morfológia údolia s facetovými plochami na pravom, t. j. južnom svahu.

Okrajová vysoká kryha Gemerská Ves—Čoltovo je vlastne pokračovaním kryhy Veľkého Blhu, avšak jej štruktúrna pozícia je čiastočne odlišná, analogická drienčanskej okrajovej kryhe, s ktorou však bezprostredne nesúvisí.

Deliacou čiarou medzi kryhou Veľkého Blhu a popisovanou kryhou je zlom potoka Turiec. Južné ohraničenie popisovanej kryhy predstavuje zlom potoka Sograd.

Na kryhe vystupuje na povrch mezozoické podložie, na ktorom leží terciér, reprezentovaný litorálnymi sedimentmi kišcelu spolu s litorálnymi a hlbokovodnejšími sedimentmi egeru. Vo východnej časti sa nachádzajú miestami aj sedimenty pontu.

Zlom potoka Sograd prebieha v smere VSV—ZJZ so sklonom na J. Je pokračovaním rašického zlomu smerom na SV a spoľahlivo bol dokázaný v úseku asi 7,0 km, medzi obcami Dlhá Ves a Gemerská Panica, kde predurčuje dnešné údolie potoka Sograd, podľa ktorého je zlom pomenovaný. Zlom možno veľmi dobre korelovať so zisteným hustotným rozhraním v terciéri i v predterciérnom podloží (príl. 1). Výška poklesu je približne 150 m a zdá sa, že bol aktívny už počas kišcelu a egeru, keďže kontroluje hrúbky týchto sedimentov, a zohral aj dôležitú úlohu pri paleogeografickej konfigurácii územia (predstavuje severné vymedzenie zálivu kišcelského mora).

Kalošská poklesnutá kryha je vymedzená na severe rašickým zlomom a zlomom potoka Sograd, zatiaľ čo na juhu zlomom potoka Lapša. Na východe ju priečne ukončuje štítnický zlom. V jz. časti pokračuje smerom do Lučenskej kotliny s tendenciou rozširovať sa. Pri svojom východnom ohraničení jej šírka dosahuje asi 3,0 km a v oblasti smerom na JV od Rimavskej Soboty dosahuje šírku asi 9,0 km. Kryha sa javí ako najhlbšia jednotka medzi okrajovými kryhami a šafárikovskou eleváciou.

Kalošská kryha sa kryje so zápornou tiažovou anomáliou (anomália 4 na obr. 29 a na príl. 7), odvodenou z mapy gravitačného účinku terciéru (obr. 28). Anomália je prejavom depresie v reliéfe predterciérneho podložia, ktorá má zrejme tektonický pôvod a je vyplnená terciérnymi sedimentmi. V priestore kryhy nikde nevystupuje na povrch mezozoikum. Najplytšie je uložené vo východnej časti kryhy (pri jej východnom ohraničení), a to v hĺbke menšej ako 100 m. Smerom na JZ povrch podložia klesá až do hĺbok okolo 1000 m, čo potvrdil aj vrt FV-1 (D. VASS — Š. BAJANIČ et al. 1978), situovaný v jz pokračovaní kryhy v Cerovej vrchovine.

Terciérna výplň na kryhe je tvorená hlavne egerom a kiščelom, ktoré sú aj vo východnej aj v západnej časti zakryté pontom.

Zlom potoka Lapša, ktorý vymedzuje kryhu na JV, prebieha v údolí spomínaného potoka sv. od Šafárikova. Smerom na JZ pokračuje až k západnému okraju Rimavskej kotliny a do južného okolia obce Hodejovec. Zlom je uklonený smerom na SZ. Overená dĺžka zlomu je cca 30,0 km a jeho ďalšie pokračovanie na JZ sa predpokladá v dĺžke 10,0 km. Maximálna odhadnutá výška poklesu zlomu je asi 200—250 m a smerom na SV sa znižuje. Na priečnom štítnickom zlome úplne vyznieva. Zlom kontroluje hrúbku egeru a kiščelu a je aspoň čiastočne voči ranej molase synsedimentárny.

Šafárikovská elevácia je na SZ vymedzená už spomínaným zlomom potoka Lapša a na JV neporadzkým zlomom. Jv. obmedzenie kryhy smerom na JZ je možné sledovať až do severného okolia Rimavskej Seče. Ďalší priebeh elevácie je nejasný. Jednou z príčin vyznievania elevácie smerom na JZ sú pravdepodobne priečne zlomy sz. smeru, pozdĺž ktorých elevácia stupňovite poklesáva na JZ.

Na území Slovenska je možné priebeh elevácie sledovať v dĺžke asi 27,0 km. Maximálnu šírku 9,0 km dosahuje vo svojej sv. časti v oblasti Šafárikova a smerom na jz. sa zužuje.

Na mape tiažových účinkov terciéru (obr. 28) sa šafárikovská elevácia (hlavne jej sv. časť a v priestore Figa—Cakov) prejavuje ako výrazne pozitívna anomália (anomália 3 na príl. 7 a obr. 29). Je prejavom elevácie v reliéfe predterciérneho podložia. Mezozoické podložie vystupuje na povrch v niekoľkých izolovaných ostrovoch v širšom okolí Šafárikova. Na mezozoiku leží terciér, reprezentovaný egerom a vo východnej časti aj sedimentmi pontu. Hrúbka egeru v sv. časti dosahuje 100—200 m, prípadne menej, ale smerom na jz. v smere ponárania sa osi elevácie narastá až na 700 m. Vrty prítomnosť kiščelu na elevácii nepotvrdili, s výnimkou ruminskej poklesnutej kryhy priečneho, t. j. sz. zlomového systému.

Šafárikovská elevácia je rozčlenená pozdĺžnymi zlomami. Toto členenie je najvýraznejšie v sv. časti elevácie, t. j. v širšom okolí Šafárikova, kde elevácia je pozdĺžnymi zlomami rozčlenená na niekoľko kryh. Od severu na juh sú to kryhy (príl. 2):

— Vysoká kryha samoty Vašaš\* je vymedzená zlomom potoka Lapša a šafárikovským zlomom. Na tejto kryhe vystupuje na povrch predterciérne podložie.

— Poklesnutá kryha Panskej pustatiny je vymedzená na JV zlomom, ktorý sa tiahne cez obec Hubovo (hubovský zlom). Na tejto kryhe mezozoikum nevystupuje na povrch a hranica mezozoikum — terciér vo vrte VNP-1 pri obci Hubovo sa nachádza v hĺbke 142,0 m. Terciér je reprezentovaný egerom a je tu vyvinutý aj pont, hrúbka ktorého je vzhľadom na susedné vysoké kryhy relatívne väčšia. Autonómne postavenie má územie v okolí kóty Železný vrch (v blízkosti štátnej hranice s MČR), kde vrt DV-3 zistil, že pod pontom chýbajú sedimenty egeru a v nadloží triasových dolomitov sú pelitické vrstvy odlišné od poltárskeho súvrstvia, ktoré sa nezistili nikde inde v oblasti Rimavskej kotliny. Sú pravdepodobne ekvivalentom uhľonosných sedimentov na susednom maďarskom území a sú považované za panón (pont?). Z uvedeného vyplýva, že oblasť kóty Železný vrch v egeri, resp. po egeri bola vyzdvihnutá, ale v panóne a na začiatku pontu (pred vznikom poltárskeho súvrstvia) klesla.

— Vysoká kryha Na ozvene je vymedzená na JV zlomom potoka Lokierti. V priestore tejto kryhy sa nachádza lokálna kladná anomália účinku terciéru (porovnaj obr. 28), ktorá je prejavom čiastkovej elevácie mezozoického podložia, vystupujúceho na povrch v sv. časti vysokej kryhy pri bývalej Hubovskej samote.

— Neporadzká poklesnutá kryha je obmedzená na JV neporadzkým zlomom, t. j. okrajovým zlomom šafárikovskej elevácie. Na tejto kryhe podložie nevystupuje. Hrúbka terciéru dosahuje až 500 m.

Neporadzký zlom na JV oddeľuje šafárikovskú eleváciu od abovskej poklesnutej kryhy. Prebieha od obce Neporadza po severný okraj obce Rimavská Seč. Ukláňa sa smerom na JV a jeho dĺžka je asi 16,0 km.

Zlom v sv. časti kontroluje údolie potoka tečúceho cez obec Neporadza a jz. od Chanavy spôsobuje ohyb údolia potoka Lúčka. V priestore obce Chanava zlom korešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri a v predterciérnom podloží. Zlom má hlbší dosah a porušuje aj predterciérne podložie. Synsedimentárna aktivita zlomu sa môže predpokladať v kiščeli a egeri, kedy zlom vymedzoval eleváciu, ktorú nezaliala kiščelská morská transgresia a na ktorej v egeri prebiehala relatívne plytká, morská sedimentácia. Z uvedeného vyplýva, že zlom zohral dôležitú úlohu v paleogeografii ranej molasy skúmaného územia (príl. 2 a 3).

\*Kryhu sme pomenovali v práci D. VASS et al. 1981 šafárikovská. Aby nedochádzalo k zámene so šafárikovskou eleváciou, premenovali sme vysokú kryhu, ale aj poklesnuté kryhy sz. zlomového systému, o čom budeme pojednávať v ďalšej časti.

## Charakteristika čiastkových zlomov šafárikovskej elevácie

— Šafárikovský zlom prebieha od štátnej hranice s MLR (s. od kóty Železný vrch) cez Panskú pustatinu do okolia obce Včelínce. Jeho ďalší priebeh západne od zlomu rieky Slanej nebol zistený. Ukláňa sa na JV a morfológicky je málo výrazný. Na jeho existenciu poukazujú seizmické i elektrické geomerania. Zlom sa v istom úseku prejavuje ako vertikálne hustotné rozhranie v terciéri (J. BODNÁR et al. 1979).

— Hubovský zlom prebieha od štátnej hranice s MLR cez obec Hubovo do údolia rieky Slanej, kde končí na sj. zlomovom systéme. Zlom je uklonený na SZ a prejavuje sa v morfológii územia, pretože v istom úseku prebieha v údolí potoka, ktorý preteká cez obec Hubovo.

— Zlom potoka Lokierti prebieha údolím potoka Lokierti a jeho priebeh predpokladáme aj za sj. zlomom rieky Slanej až do okolia obce Ivanice. Je pravdepodobné, že je uklonený na JV a predurčuje dolinu potoka Lokierti. Avšak podľa asymetrického tvaru doliny (strmší lavý, t. j. južný breh) a podľa asymetrického vývoja terás (výraznejšie terasové akumulácie mindelu sú na severnej strane potoka — J. PRISTAŠ in M. ELEČKO — J. PRISTAŠ 1977) môžeme usúdiť, že v mindeli alebo po ňom došlo k inverznému pohybu na zlome, t. j. k poklesu jeho sz. kryhy.

Západnú časť šafárikovskej elevácie člení zlom, ktorý prebieha od obce Figa do jz. okolia obce Radnovce. Ukláňa sa na SZ a prejavuje sa v súčasnej morfológii územia (sv. od obce Radnovce narušuje lineárny priebeh východných svahov údolia potoka Blh, kde sú vyvinuté výrazné facetové plochy). V okolí osady Barca a obce Figa kontroluje údolia nepomenovaných potokov sv. smeru.

Abovská poklesnutá kryha. Na území ČSSR sa nachádza len jej severná časť. Zo severu je ohraničená od šafárikovskej elevácie neporadzským zlomom. Južné ohraničenie kryhy sa nachádza na území MLR, ale nebolo definované.

Vzhľadom na to, že neporadzský zlom sa výrazne neprejavuje na území západne od priečného zlomu potoka Blh, abovská poklesnutá kryha vo svojej jz. časti nie je jednoznačne oddelená od šafárikovskej elevácie.

S jz. pokračovaním poklesnutej kryhy korešponduje pravdepodobne veľká záporná anomália Cerovej vrchoviny (č. 1, príl. 7, obr. 29), ktorá zasahuje len svojou okrajovou časťou do jz. cípu skúmaného územia. Je prejavom depresie reliéfu predterciérneho podložia.

Predterciérne podložie je hlboko poklesnuté. Hrúbka terciéru narastá od SV (cca 500 m) na JZ. (v južnom okolí Rimavskej Seče viac než 1000 m). Terciér reprezentujú sedimenty kišcelu a egeru. V pravdepodobnom pokračovaní na JZ sú na tejto kryhe vyvinuté aj sedimenty egenburgu.

Poklesnutú kryhu člení niekoľko paralelných pozdĺžnych zlomov, z ktorých dva prebiehajú v okolí obce Čiž. Na ich križovaní sa s priečnymi zlomami sú prirodzené vývery čížskych minerálnych vôd, resp. výrony týchto vôd do vŕtaných studní. Niekoľko menších zlomov rozčleňuje poruchu vz. smeru prebiehajúcu po južnej strane doliny rieky Rimava. Sú to zlomy zväčša sklonené na SZ a na ich aktivitu v kvartéri poukazuje výrazný vývoj facetových plôch. V priestore, kde môžeme predpokladať jz. pokračovanie abovskej kryhy sa nachádza niekoľko zlomov. Z nich azda najväčší význam má zlom ssv. smeru, čiastočne kontrolujúci dolinu medzi obcami Janice a Chramec. Zlom sa kloní na Z a na jeho poklesnutej kryhe sú vyvinuté sedimenty egenburgu, ktoré na východnej kryhe a na väčšine územia Rimavskej kotliny chýbajú.

Ďalšie zlomy sv. a ssv. smeru kontrolujú smery niektorých tokov v Cerovej vrchovine. Takýmito zlomami boli predurčené doliny potokov tečúcich južne od Chramca. Ide o dolinu Mačacieho potoka medzi obcami Chramec—Drňa—Hostice.

Spomínaný zlom potoka sa prejavuje ako lineárna štruktúra v predterciérnom podloží a čiastočne aj v terciéri v úseku severne od obce Gemerský Jablonec (mimo skúmaného územia) — severne od obce Hostice smerom na obec Drňu. Nie je vylúčený ani predpoklad sv. pokračovania a napojenie sa na neporadzský zlom (J. BODNÁR et al. 1979; obr. 34).

### Zlomový systém SZ—JV

Zlomový systém SZ—JV porušujú epigeneticky hlavnú časť výplne Rimavskej kotliny, t. j. ranú molasu. Mladšia časť výplne kotliny má bližšie vzťahy k tomuto zlomovému systému, takže nemožno vylúčiť synsedimentárne pohyby na zlomoch sz. smeru hlavne počas vzniku sedimentov pontu (poltárske súvrstvie).

Okrem toho boli zlomy aktívne v kvartéri a niektoré z nich kontrolujú najmä riečne toky Rimavskej kotliny (potok Turiec, potok Kaloša, potok Blh, stredný tok rieky Rimavy).

Na kvartérnu aktivitu niektorých zlomov poukazuje aj asymetrický vývoj terás na vysokej a poklesnutej kryhe zlomu.

Zlomový systém sz. smeru vytvára v Rimavskej kotline niekoľko zlomových štruktúr, preto smerom od východu na západ boli vyčlenené nasledujúce štruktúry (príl. 7):

Kesovské poklesnuté kryhy\* sa nachádzajú vo východnej časti Rimavskej kotliny, na SV sú vymedzené štítnickým zlomom a na JZ zlomom potoka Turiec. Od osady Králik (južná časť Šafárikova) smerom na juh funkciu hraničného zlomu preberá zlom rieky Slanej sj. smeru. Maximálna šírka kryh dosahuje na čsl. území cca 14,0 km a dĺžka cca 20 km.

\*V práci D. VASSA et al. 1981 šafárikovské poklesnuté kryhy.

V okolí Chanavy s poklesnutými kryhami čiastočne korešponduje záporná tiažová anomália, odvodená z mapy tiažových účinkov terciéru (anomália 5 na pril. 7, obr. 29). Na kryhách v nadloží ranej molasy ležia sedimenty pozdnej molasy t. j. pont.

Štítnický zlom vymedzuje štruktúru na SV a je súčasne okrajovým zlomom Rimavskej kotliny. Zlom sa uplatňuje v morfológii územia v okolí obce Dlhá Ves, kde kontroluje dolinu nepomenovaného potoka. Jeho výraznejší morfológický prejav pozorujeme severne od Plešivca, kde kontroluje morfológiu doliny potoka Štítnik.

Na území medzi Plešivcom a štátnou hranicou s MLR nepredpokladáme jeho veľký hĺbkový dosah, pretože sa na mapách tiažových anomálií neprejavuje ako výrazné hustotné rozhranie.

Zlom potoka Turiec vymedzuje kesovské kryhy na JZ. Jeho priebeh bol sledovaný od osady Králik až do severného okolia Chválovej v dĺžke cca 17,0 km. Zlom je sklonený na SV a jeho maximálna výška skoku je cca 150 m, čo sa prejavuje v morfológii územia. Kontroluje časť toku potoka Turiec od Behyniec po Otročok). Ďalej na SZ sleduje údolie nepomenovaného ľavého prítoku rieky Turiec, tečúceho cez obec Rašice. Od obce Polina až k obci Chválová sleduje približne dolinu potoka Turiec. Na kvartérnu aktivitu zlomu poukazuje asymetrický vývoj terás potoka Turiec medzi obcami Behynce a Otročok. Na východnej poklesnutej kryhe zlomu sú vyvinuté terasy mladšie, zatiaľ čo na vyššej západnej kryhe sú vyvinuté terasy staršie. Z uvedeného vyplýva, že zlom bol aktívny v kvartéri, ale pravdepodobne aj v ponte, lebo vymedzuje kesovské poklesnuté kryhy, na ktorých je rozšírený pont.

Kesovské poklesnuté kryhy sú členené niekoľkými zlomami sz. smeru s menším významom, ktoré v oblasti samoty Vašaš pri štátnych hraniciach s MLR pravdepodobne zohrali dôležitú úlohu po egeri, prípadne aj počas egeru, lebo vo vrte DV-3 pri Železnom vrchu nebol zistený eger, zatiaľ čo západnejšie je eger všade prítomný. Na druhej strane v tom istom priestore, kde chýba eger, boli zistené sedimenty panónu, resp. pontu ktoré nie sú známe z iných častí Rimavskej kotliny.

Významnejší pozdĺžny zlom prebieha z jv. okolia obce Hubovo cez obec Šankovce (časť Gemerskej Vsi) do údolia potoka Východný Turiec a ďalej do údolia Drieňovského potoka. Tento zlom predpokladáme v dĺžke cca 21,0 km. Uplatňuje sa v morfológii územia (vo svojej sz. časti). V jv. časti na jeho existenciu upozorňujú hlavne výsledky geoelektrických meraní. Zlom v jz. okolí Hubova sa prejavuje ako vertikálne hustotné rozhranie v terciéri. V okolí obce Šankovce na existenciu zlomu a jeho mladé pohyby upozorňujú facetové plochy na vysokej a močariská na poklesnutej kryhe zlomu. Údaje o výške skoku nepoznáme. Predpokladáme, že vzniká na SZ.

Čížska hrásť je na SV a V vymedzená zlomom potoka Turiec a sj. zlomom rieky Slanej. Na JZ je ohraničená zlomom potoka Blh.

Kryha má klinový tvar. Vyklíňuje v okolí štátnych hraníc s MLR (južne od obce Vlkyňa). Maximálnu šírku asi 11,0 km dosahuje vo svojej strednej časti. Dĺžka kryhy je približne 30 km. Na hrasti je vyvinutá raná molasa — kišcel a eger (kišcel však v priestore medzi Chanovou a Figou chýba). V severnej časti kryhy sú vyvinuté vulkanoklastiká stredného miocénu.

Na celej hrasti však chýbajú sedimenty pontu. Vysokú pozíciu hrasti potvrdzuje aj vrt VSH-10 pri obci Stránska, ktorý navráta stredný trias silického príkrovu v hĺbke 11,5 m. Je však zaujímavé, že vrt VCH-1, situovaný 2,0 km zsz. od vrtu VSH-10, nenavráta podložie ani v hĺbke 303 m. Je pravdepodobné, že vrt VCH-1 je situovaný na kalošskej poklesnutej kryhe sv. systému.

Z distribúcií terciérnych hornín na tejto štruktúre predpokladáme, že sa ako hrásť chovala v ponte, resp. po ponte, zatiaľ čo počas stredného miocénu jej hrastová pozícia nie je doložená vzhľadom na spomínaný výskyt vulkanoklastík v jej severnej časti. Mladé výzdvihy hrasti potvrdzujú aj výsledky meraní recentných vertikálnych pohybov, ktoré v oblasti hrasti majú pozitívne hodnoty v rozpätí 0,0—0,5 mm/rok (P. MARČÁK et al. 1976). Čížska hrásť je rozčlenená pozdĺžnymi zlomami na kryhy a od SV na JZ ide o nasledujúce kryhy:

— Stránska vysoká kryha je ohraničená zlomom potoka Turiec a zjz. zlomom potoka Kaloša. Na tejto kryhe severne od obce Stránska pod kvartérnym pokryvom vystupuje predterciérne podložie.

— Ruminská poklesnutá kryha je na SV vymedzená zlomom potoka Kaloša a na JZ zlomom potoka Teška.

Na tejto kryhe západne od Chanavy je predterciérne podložie hlbšie ako 650 m (vrt LR-9) a v bezprostrednom nadloží mezozoika ležia sedimenty kišcelu, z čoho usudzujeme, že zlomy vymedzujúce ruminskú kryhu boli počas kišcelu aktívne.

— Cakovská vysoká kryha je vymedzená už spomínaným zlomom potoka Teška a zlomom potoka Blh. Na tejto kryhe v oblasti Cakova je predterciérne podložie v hĺbke asi 350 m (vrt BČ-3), teda podstatne vyššie ako na Ruminskej poklesnutej kryhe v okolí Chanavy. Smerom na juh klesá podložie do hĺbky viac než 800 m (vrt C-2) a to najpravdepodobnejšie v dôsledku priečných zlomov, zvlášť neporadzského zlomu, príp. zlomu potoka Lokieřti a zlomov severného okolia Čížu.

— Zlom potoka Blh vymedzuje hrásť na JZ a bol zistený na čl. území v dĺžke cca 31,0 km. Klóni sa na JZ a jeho morfológický prejav môžeme pozorovať medzi obcami Rimavská Seč a Budikovany, kde prebieha v údolí potoka Blh. Od Rimavskej Seče na JV morfológický prejav zlomu zaniká. V úseku medzi obcami Radnovce až do severného okolia obce Bátka korešponduje s indíciami vertikálnych rozhraní odkrytej gravimetrickej mapy a segmentuje pás magnetických anomálií. Tieto okolnosti potvrdzujú relatívne hlboký dosah zlomu a ako lineárna štruktúra sa prejavuje aj v mape tiažových účinkov terciéru.

Dvojica vrto C-1 a BČ-3 v okolí obce Cakov potvrdila, že zlom dislokuje povrch predterciérneho podložia. Na poklesnutej kryhe vrt C-1 overil podložie v hĺbke 430 m, kým na vysokej kryhe vrtom BČ-3 bolo podložie navŕtané v hĺbke 351,0 m (skoky asi 80,0 m). Na vysokej kryhe sú miestami vyvinuté facetové plochy. Zlom podmieňuje asymetrický vývoj mindelských terás, ktoré sú vyvinuté na poklesnutej kryhe a chýbajú, alebo sú rudimentárne vyvinuté na vysokej kryhe. Neskôr pohyby na zlome pravdepodobne prestali, pretože riské a würmské terasy sú vyvinuté na vysokej kryhe zlomu.

Ako bolo uvedené vyššie, čížsku hrast' člení niekoľko zlomov:

— Zlom potoka Kaloša prebieha od západného okolia obce Štrkovec v údolí rieky Slaná cez údolie rieky Kaloša a je uklonený na JZ. Severozápadne od obce Nižná Kaloša sa zlom štiepi, pričom jeho východná vetva smeruje údolím cez Nižné a Vyšné Valice na SZ s úklonom na SV. Západná vetva (priame pokračovanie zlomu) prebieha údolím smerujúcim k samote Szimalla jz. od osady Gregorovce.

Na prítomnosť zlomu potoka Kaloša upozorňujú aj tiažové merania zobrazené na mape Bouguerových anomálií a na mapách zvyrazňujúcich lineárne charakteristiky tiažového poľa. Zlom kontroluje priebeh údolia potoka Kaloša a na jeho vysokej kryhe sú miestami vyvinuté facetové plochy nad dolinou potoka.

— Zlom potoka Teška je významnejší. Prebieha údolím potoka (z východného okolia obce Uzovská Panica až po obec Číž) do priestoru poriečnej nivy riek Rimavy a Slanej, kde sa jeho povrchové prejavy strácajú. Je uklonený na JV. Zlom čiastočne korešponduje s výsledkami tiažových meraní a prejavuje sa aj v morfológii skúmaného územia. Okrem toho, že kontroluje dolinu potoka Teška, prejavuje sa aj vývojom facetových plôch na svojej vysokej kryhe, najmä na svahoch v širšom okolí osady Barca.

Ďalší zlom prebieha východne od obce Veľký Blh. Tento zlom korešponduje s indíciami vertikálneho hustotného rozhrania na mape tiažových účinkov terciéru a nie je vylúčené, že je smerovým pokračovaním potoka Teška.

**Poklesnuté kryhy Lukovištia—Bátka** sú vymedzené už spomínaným zlomom potoka Blh, pričom na JZ ich vymedzuje rimavský zlom. Dĺžka štruktúry dosahuje asi 30,0 km a šírka 10 km.

Na poklesnutých kryhách je vyvinutá raná molasa (kišcel, eger). Štruktúrne nižšia pozícia opisovaných kryh voči čížskej hrastí je zvyraznená prítomnosťou sedimentov hlavnej molasy egenburgu (v južnej časti kryh) a vulkanoklastík stredného miocénu (v severnej časti kryh).

Severná časť kryh sa kryje so zápornou anomáliou, odvodenou z mapy tiažových účinkov terciéru (anomália 2 na príl. 7 a na obr. 29). Anomália je vyvolaná depresiou v predterciérnom podloží, vyplnenou terciérnymi sedimentmi. Intenzitu anomálie umocňuje prítomnosť relatívne ľahkých vulkanoklastík pokoradzského súvrstvia (údaje o hustote sú v tab. 17). Vulkanoklastiká sú pravdepodobne jednou z príčin zápornej tiažovej anomálie pri Hostišovciach (anomália 3 v príl. 7 a na obr. 29). Ťažisko anomálie je totiž na čížskej hrastí, kde hrúbka terciérnych sedimentov je menšia ako na susedných poklesnutých kryhách Lukovištia—Bátka.

— Rimavský zlom prebieha v údolí potoka Rimava a to zhruba po obec Šimonovce smerom na SZ. Od obce Šimonovce smerom na JV pokračuje do Cerovej vrchoviny a na územie MER. Ukláňa sa na JZ a jeho výšku skoku nepoznáme. V stavbe terciéru sa zlom prejavuje tak, že na jeho poklesnutej kryhe má väčší rozsah súvrstvie egenburgu a čiastočne sa zachoval aj pont. Zlom nekorešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri, ani v predterciérnom podloží. Treba však upozorniť na ohyby týchto rozhraní v priestore, kde prebieha rimavský zlom. Okrem toho zlom priečne porušuje pás magnetických anomálií Blhovce—Brusník (str. 81).

Zlom sa výrazne uplatňuje v morfológii územia, kde kontroluje údolie rieky Rimavy a prejavuje sa výraznou asymetriou v rozložení terás. Terasy sú vyvinuté na pravej strane, kým ľavá strana je zväčša bez terás.

**Poklesnuté kryhy Lukovištia—Bátka** sú pozdĺžne členené na niekoľko čiastkových kryh smerujúcich na SZ až SSZ. Významnejší zlom — sutorský — prebieha z údolia Rimavy (z okolia obce Chramec), cez obec Sútor. Severne od obce sa zlom štiepi na dve vetvy, ktoré prebiehajú až do južného okolia obce Bátka. Klóni sa na JZ a jeho ďalšie pokračovanie smerom na SZ je nezreteľné. Existenciu zlomu potvrdzujú:

- výrazné zmeny v hrúbkach vrstiev egeru
- priebeh tiažového poľa, zobrazený na mape Bouguerových anomálií, a výsledky interpretácií geofyzikálnych meraní,
- vulkanické neky západne od Dražíc.

Predpokladáme, že porušenie egeru týmto zlomom je epigenetické, keďže zlom podobne ako aj iné zlomy sz. systému zjavne porušuje zlomový systém sv. smeru (syngeneticky oproti ranej molase). Na sutorský zlom sa napája ďalší, ktorý prebieha údolím potoka pretekajúceho obcou Belín až do južného okolia osady Vinica (východná časť Rimavskej Soboty). Zlom je uklonený na SV a na istom úseku sa stáča až do sj. smeru. Na oba zlomy sú viazané vývery minerálnych vôd (pri obci Sútor a Belín). Rad drobných, málo významných zlomov člení východný výbežok Cerovej vrchoviny, ktorý zasahuje do južnej časti poklesnutých kryh Lukovištia—Bátka. Zlomy kontrolujú malé údolia a niektoré z nich podmienili vývoj facetových plôch. Tieto zlomy sa podieľajú na segmentovaní poruchy vz. smeru, prebiehajúcej v doline dolného toku Rimavy.

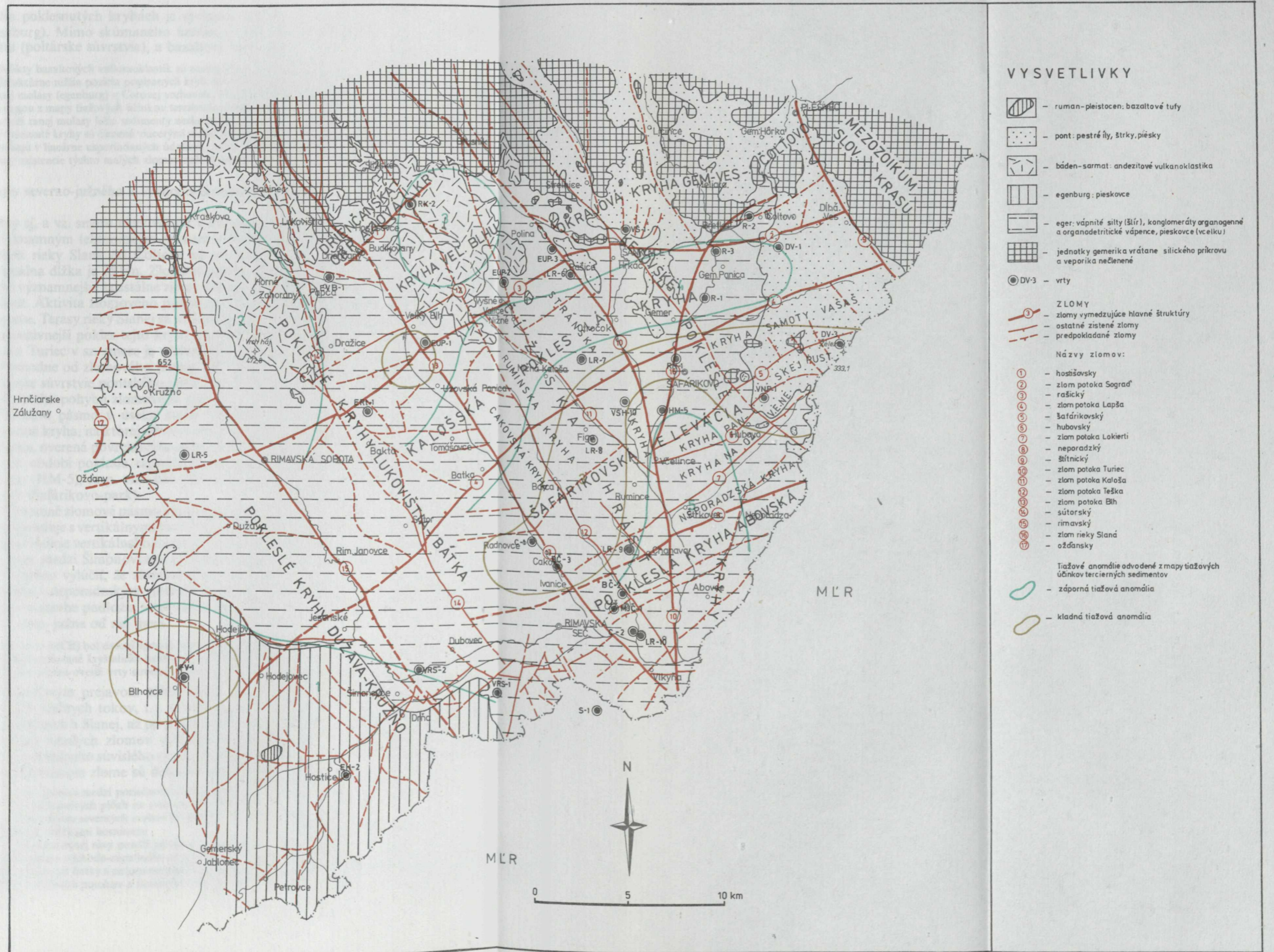
**Poklesnuté kryhy Dužava—Kružno.** Štruktúra leží na pomedzí Rimavskej a Lučenskej kotliny a do skúmaného územia zasahuje len jej jv. časť.

Poklesnuté kryhy ohraničuje na SV rimavský zlom a na JZ ožďanský zlom, ktorý prebieha mimo skúmaného územia.



# ŠTRUKTÚRNA SCHÉMA RIMAVSKEJ KOTLINY

Autori: D. Vass\*, M. Elečko\*, J. Bodnár\*\*



OBR. 2

Na poklesnutých kryhách je vyvinutá raná molasa (kišcel, eger) a v južnej časti hlavná molasa (egenburg). Mimo skúmaného územia je prítomná aj neskorá molasa, reprezentovaná sedimentmi pontu (poltárske súvrstvie), a bazaltové vulkanity.

Relikty bazaltových vulkanoklastik sú zastúpené aj na skúmanom území.

Štruktúrne nižšia pozícia popísaných kryh oproti kryhám Lukovišťa—Bátka je zvýraznená prítomnosťou sedimentov hlavnej molasy (egenburg) v Cerovej vrchovine. Priestor rozšírenia hlavnej molasy sa kryje so zápornou tiažovou anomáliou, odvodenou z mapy tiažových účinkov terciéru (anomália 1 v príl. 7, obr. 29). V severnej časti kryh (mimo skúmaného územia) v nadloží ranej molasy ležia sedimenty neskorej molasy.

Poklesnuté kryhy sú členené viacerými menej významnými zlomami sz. smeru. Jedná sa o zlomy v Cerovej vrchovine, ktoré prebiehajú v lineárne usporiadaných údoliach, alebo v častiach dolín potokov. Okrem ich prejavu v morfológii akékoľvek iné dôkazy existencie týchto malých zlomov neboli zistené.

## Zlomy severno-južného a východo-západného smeru

Zlomy sj. a vz. smeru nevytvárajú v Rimavskej kotline samostatné štruktúry.

Významným tektonickým prvkom v Rimavskej kotline je zlomové pásmo rieky Slanej. Prebieha v údolí rieky Slaná od Čoltova až po štátnu hranicu s MLR, východne od obce Vlkyňa. Jeho minimálna dĺžka je 25 km. Zlomové pásmo má staré založenie. Podľa O. FUSÁNA et al. (1979) patrí medzi významnejšie krustálne zlomy rudohorsko-pilišského bloku a člení lučensko-moldavský čiastkový blok. Aktivita zlomového pásma sa menila. Najmladšie prejavy zaznamenávame v kvartéri, resp. v recente. Terasy rieky Slanej sa rozkladajú prevažne na východnej kryhe zlomového pásma a naznačujú intenzívnejší pokles tejto kryhy oproti západnej kryhe. Zlomové pásmo v kombinácii so zlomom potoka Turiec v sz. smere je východným okrajom čížskej hrasti, ktorá stúpa i v recente.

Východne od zlomového pásma, ako aj od zlomu potoka Turiec zostalo zachované pred eróziou poltárske súvrstvie pontského veku, ktoré chýba na susednej čížskej hrasti, a teda potvrdzuje zmysel vertikálneho pohybu zlomového pásma.

Zlomové pásmo v úseku medzi Šafárikovom a Čoltovom sa aktivizovalo v kvartéri, pričom východná kryha, na ktorej sú rozšírené würmské a mindelské terasy, poklesávala. Konfigurácia reliéfu podložia, overená povrchovým odkryvom a vrtmi v oblasti Šafárikova však naznačuje, že v predkvartérnom období poklesla západná kryha, kde sa povrch predterciérneho podložia nachádza v hĺbke 155,0 m (HM-5), resp. viac než 100 m (RH-1). Naopak, na východnej kryhe vystupuje podložia na povrch (Šafárikovo-park).

Významné zlomové pásmo východo-západného smeru prebieha v údolí dolného toku rieky Rimavy. Korešponduje s vertikálnymi hustotnými rozhraniami v terciéri, ale aj v predterciérnom podloží. Zvlášť výrazné indicie vertikálneho hustotného rozhrania boli zistené medzi obcami Dubovec a Hodejov (obr. 33), resp. medzi Šimonovcami a Hodejovom (obr. 34).

Nemožno vylúčiť, že zlomové pásmo zohralo významnú úlohu v období pred kišcelom a že sa prípadne s neporadzkým zlomom podieľalo na konfigurácii predkišcelského reliéfu. Podľa nových údajov o stavbe podložia totiž vieme, že kvalita podložia sa v oblasti východo-západnej tektonickej zóny, resp. južne od nej mení.

Vo vrte C-2 (Číž) bol zistený spodný trias silického príkrovu a vrt S-1 (Susa) na maďarskom území v podloží terciéru navrátil slabometamorfované kryštalické bridlice, pravdepodobne paleozoického veku (gelnická skupina?). Severne od popisovaného zlomového pásma overili vrty stredný — vrchný trias (karbonáty) silického príkrovu.

Povrchovým prejavom tohto zlomového pásma je jednak výrazné lineárne usporiadanie dolín hlavných riečnych tokov, t.j. Gortvy až po sútok s Rimavou, Rimavy, až po sútok so Slanou pri Lenártovciach a Slanej, až po jej sútok s Bodvou, severne od Miškolca. Ďalším povrchovým prejavom je systém mladých zlomov východo-západného smeru, uklonených na sever, ktoré sa javia ako fragmenty jedného súvislého zlomu, ktorý bol rozbitý zlomami sv. a sz. smeru. Mladé pohyby na tomto fragmentovanom zlome sú dokumentované nasledovnými javmi:

- ostrá hranica medzi poriečnou nivou a pahorkatinou
  - vývoj facetových plôch na svahoch pahorkatiny (tab. VII, obr. 2)
  - strmé sklony severných svahov pahorkatiny (na ktorých sú facetové plochy) musia byť mladé vzhľadom na to, že svahy sú budované mäkkými horninami
  - okraj poriečnej nivy pozdĺž jej styku s pahorkatinou má depresný charakter. V depresii sú močariská a mokriny.
- Ďalšie zlomy východo-západného smeru prebiehajú západne od Rimavských Janoviec, severne od Radnoviec, severne od Viesky, severne od Batky a potom cez obec Tomášovce k Batke (vertikálne hustotné rozhranie v terciéri). Väčšina týchto zlomov prebieha v dolinách potokov a kontroluje ich priebeh. Ich existencia je potvrdená aj vývojom facetových plôch.

# PALEO GEOGRAFIA TERCIÉRU RIMAVSKEJ KOTLINY

D. VASS — M. ELEČKO

## Obdobie pred kišcelom

O vývoji Rimavskej kotliny v období pred kišcelom máme pomerne málo údajov.

Východiskovým bodom pri hodnotení tohto obdobia je skutočnosť, že v podloží kišcelu a v mladších sedimentoch výplne kotliny neboli zistené žiadne sedimenty mladšie ako trias\* a severne od kotliny zasa nie mladšie ako jura. Ako nižšie uvedieme, v znosovej oblasti terciérnej výplne Rimavskej kotliny museli byť prítomné aj horniny kriedy. Po hlavnom vrásnení západokarpatskej oblasti, vo vrchnej kriede bolo predmetné územie sčasti zaliate epikontinentálnym morom, neskôr vynorené a denudované. V tom období začali práve intenzívne zvetrávacie procesy, ktoré v oblasti kotliny pretrvali do konca eocénu až začiatku kišcelu. Zvetrávacie procesy v predkišcelskom období prezrádza aj skrasovatenosť triasových vápencov v podloží terciéru. Vek procesu skrasovatenia je doložený z oblasti Gombaseku, pri sv. okraji Rimavskej kotliny, kde vo výplni puklín boli zistené vrchnokriedové sporomorfy (J. MELLO — P. SNOPKOVÁ 1973).

Zložitosť stavby podložia je daná jednak jeho vrásovou stavbou, ale pravdepodobne aj zlomami. V období pred kišcelom zlomová štruktúra skúmaného územia bola viac-menej inverzná voči štruktúre kišcelu a egeru. Usudzujeme tak preto, že na vysokých kryhách kišcelsko-egerskej stavby sa zachovali mladšie horniny podložia, ako na poklesnutých kryhách. Konkrétne na šafárikovskej elevácii bol doposiaľ zistený značne hrubý, stredný a vrchný trias silického príkrovu, zatiaľ čo v priestore poklesnutej kalošskej a abovskej kryhy bol zistený len spodný trias silického príkrovu a iba miestami denudačné zvyšky stredného triasu (napr. vo vrte MJČ-1, tab. 1). Z toho teda vyplýva, že pred kišcelom boli v štruktúrnej vyššej pozícii abovská a kalošská kryha a z nich bol denudáciou odstránený stredný trias, prípadne aj mladšie mezozoické komplexy. Na šafárikovskej elevácii, ktorá bola v štruktúrnej hlbšej pozícii, stredný trias ostal zachovaný.

Zdá sa, že v predkišcelskom období bolo aktívne zlomové pásmo východo-západného smeru prebiehajúce súčasným údolím Rimavy (príl. 1). Toto zlomové pásmo malo dôležitú úlohu pri tektonickom vývoji územia v zmysle ako sme to uviedli už vyššie.

## Kišcel

Na začiatku kišcelu, po dlhodobom vynorení, začalo územie Rimavskej kotliny subsiduovať. Vytvorili sa podmienky pre vznik kontinentálnych sedimentov — skalnických vrstiev. Tieto sedimenty boli vyvinuté, alebo sa zachovali iba lokálne. Ich prítomnosť v okolí Hostišoviec overil vrt RK-2 (D. VASS et al. 1966) a pri Rimavskej Sobote vrt LR-5. Pravdepodobne ich ekvivalentom sú červené sedimenty, ktoré vyplňujú krasové dutiny v triasových vápencoch, v rokline Kamenného jarku, severo-západne od Hostišoviec (L. GAÁL, ústne oznámenie). Boli však zistené aj v sz. časti kotliny — pri Nižnom Skálniku, kde ich overil vrt JH-1 (D. VASS et al. 1982). Mineralogické zloženie ílov skalnických vrstiev ukazuje, že v čase ich tvorby, resp. krátko pred ich vznikom prevládalo v oblasti kaolinické zvetrávanie.

Územie Rimavskej kotliny neskoršie zaliato transgredujúce kišcelské more. Predpokladáme, že do kotliny preniklo z juhu až juhozápadu (príl. 2).

\*Novšie v podloží kenozoika Rimavskej kotliny boli zistené morské sedimenty vrchnej kriedy (vrt LR-5 západne od Rimavskej Soboty, V. GAŠPARIKOVÁ 1986).

Transgresii predchádzala prvá dočasná izolácia paratetýdnej oblasti od tetýdy (starší oligocén). More transgreduje do priestoru južného Slovenska po ich opätovnom prepojení cez Slovensko v mladšom kišceli (T. BÁLDI 1984, str. 20—22).

Transgresia nezaliala šafárikovskú eleváciu okrem priečnej poklesnutej ruminskej kryhy, kde vrt LR-9 z. od Chanavy overil v nadloží mezozoika kišcelské sedimenty.

Transgresia prenikla do zálivu severne od šafárikovskej elevácie, ale z rozšírenia okrajových facií vyplýva, že nepokračovala ďalej do priestoru Slovenského krasu. Okraj mora sa nachádzal aj v oblasti obce Hostišovce, kde sú tiež vyvinuté okrajové fácie.

Priebeh pobrežných línií kišcelského mora, jz. od Hostišoviec nepoznáme. Zdá sa, že súčasný okraj rozšírenia kišcelu v tomto priestore je erozívny, pretože tu okrajové fácie neboli zistené.

Transgresia prebiehala na málo členenom reliéfe, dôkazom čoho je malá hrúbka bazálnych klastík kišcelu, prípadne aj ich úplná neprítomnosť.

V jednom vrte bazálne klastiká chýbajú, v troch sú hrubé okolo 0,5 m, v ďalších troch vrtoch sú hrubé od 1,0 do 4,5 m a len v dvoch vrtoch bola zistená hrúbka okolo 40,0 m (tab. II, obr. 3).

Distribúcia morských facií kišcelu v Rimavskej kotline je nasledovná:

— Okrajové pribrežné vývoje — lagúny, resp. zálivy s lokálnou uhoľnou sedimentáciou (hostišovské vrstvy) sa nachádzajú v sv. časti kalošskej poklesnutej kryhy, t. j. zhruba medzi obcami Levkuška a Dlhá Ves, v okolí Hostišoviec a pri Nižnom Skálniku. V tomto prostredí sedimentovali najmä íly s uhoľnými medzivrstvičkami, resp. uhoľné íly. Na báze obyčajne ležia klastiká. Makrofauna, pokiaľ bola v týchto vývoch nájdená, poukazuje na brakické prostredie (vrt RK-2, D. VASS et al. 1966), resp. na striedanie brakického a plytkomorského intralitorálneho prostredia (vrt DV-1, A. ONDREJČKOVÁ 1978 b). Mikrofauna hostišovských vrstiev z vrtu DV-1 obsahuje druhy nenáročné na salinitu, ktoré žili v teplých pribrežných a brakických vodách, resp. v prostredí maršov (V. KANTOROVÁ 1975).

Protirečivým prvkom v spoločenstve organických zvyškov hostišovských vrstiev sú spóry mikroplanktónu otvoreného mora (vrt DV-1, P. SNOPOVÁ 1975) a suchomilný charakter spektra z vrtu RK-2 pri Hostišovciach (E. PLANDEROVÁ 1966). V niektorých polohách boli objavené glaukonity, čo svedčí o občasnom plytkomorskom režime s dobrým vetraním dna.

— Plytkomorský vývoj (litorál — plytší sublitorál) podstieľa celý kišcel v Rimavskej kotline, ale na výlučne plytkomorský vývoj kišcelu poukazujú hlavne bioasociácie kišcelu v severnej časti Rimavskej kotliny a v širšom okolí šafárikovskej elevácie (čížske súvrstvie vo vrtoch VCH-1, EUP-1, 2 V. KANTOROVÁ 1978 b).

— Hlbšie morské prostredie (hlbší sublitorál) zasahovalo do južnej a strednej časti Rimavskej kotliny, kde bioasociácie čížskeho súvrstvia vo vrtoch majú charakter hlbšieho sublitorálu, resp. cirkalitorálu. Vo vrchnej časti súvrstvia poukazujú foraminifery na osciláciu morskej hladiny, sporadické nálezy makrofauny poukazujú na relatívne plytkovodnejšie prostredie (V. KANTOROVÁ 1978a, K. SLAVÍKOVÁ 1953, A. ONDREJČKOVÁ 1978a).

V plytkovodnom i hlbšom morskom prostredí vznikli sedimenty šlírového typu, ktoré sa náhle vyvíjali z bazálnych klastík, prípadne ležia priamo na predterciálnom podloží. Sú to sedimenty, ktoré vznikli v kľudnom morskom prostredí bez významných intervencií prídavných prúdov. Vznikli z uniformnej suspenzie, prinášanej povrchovými prúdmi. Častice pri sedimentácii neboli ďalej triedené (porovnaj R. PASSEGA a R. BYRAMJEE 1969, str. 238).

Sedimentačné prostredie bolo zle vetrané, o čom svedčí bohatá prítomnosť pyritu, ktorý vyplňuje organické schránky alebo sa vyskytuje v podobe framboidov (M. Marková 1977).

V uvedených sedimentoch sa konštatovala prítomnosť barytu a anhydritu a boli tu zistené aj štruktúry podobné evaporitovej štruktúre (silty silicifikované žilkami chalcedónu s karbonátmi substituujúcimi síranové minerály — kišcel vo vrte EUP-3). M. MARKOVÁ (1977) predpokladá, že ide o sírany, ktoré migrovali z podložia (z evaporitových polôh v spodnom triase silického príkrovu).

Hrúbka sedimentov kišcelu sa mení v Rimavskej kotline súhlasne s konfiguráciou reliéfu predterciálneho podložia a v súlade so syngenetickými zlomovými štruktúrami. Hrúbka od predpokladaného brehu, resp. od zistených okrajových vývojov narastá južným smerom, resp. na juhozápad. Relatívne väčšie akumulácie sú v priestore kalošskej poklesnutej kryhy (viac než 200 m). Najväčšie hrúbky predpokladáme v jz. pokračovaní abovskej poklesnutej kryhy (viac než 300 m).

Distribúcia sedimentov kišcelu a ich hrúbok v Rimavskej kotline poukazuje na synsedimentárnu aktivitu, predovšetkým zlomov sv. zlomového systému.

Zdá sa, že v tom období boli aktívne zlomy vymedzujúce šafárikovskú eleváciu na juhu — neporadzský zlom oproti poklesnutej abovskej kryhe a smerom na SZ — zlom potoka Lapša. Elevácia nebola zaliala kišcelským morom, prinajmenšom bola najmenej nachýlná subsidencii zo všetkých štruktúrnych zlomových jednotiek Rimavskej kotliny. Na druhej strane kalošská poklesnutá kryha, vymedzená už spomínaným zlomom potoka Lapša a zlomami Sograď, resp. rašickým zlomom v jeho západnom pokračovaní, subsidovala.

Aktívne boli pravdepodobne aj zlomy sz. smeru, vymedzujúce čiastkovú ruminskú kryhu (zlomy potoka Teška a potoka

Kaloša), ktorá priečne porušuje šafárikovskú eleváciu, kde v západnom okolí Chanavy vrt LR-9 overil prítomnosť sedimentov kišcelu.

Okrem toho zlom potoka Sograď kontroloval severný okraj rozšírenia kišcelu v Rimavskej kotline. Podobnú funkciu mal pravdepodobne aj hostišovský zlom.

Smery znosu klastického materiálu do Rimavskej kotliny v kišceli sa nám nepodarilo určiť. Prúdové textúry na skúmanom území chýbajú, čo je dané charakterom sedimentácie v kľudnom morskom prostredí bez intervencie pridnových prúdov. Valúny alebo fragmenty hornín v bazálnych klastikách pochádzajú z lokálnych zdrojov. Napriek nedostatku údajov o smere transportu sa domnievame, že materiál bol transportovaný zo severu, SV a SZ, teda z vnútorných Karpát, ktoré sa v tom období dvíhali. Znos materiálu z juhu je nepravdepodobný vzhľadom na to, že kišcel smerom na juh je rozšírený na veľkých plochách. Pochopiteľne, že panva budínskeho paleogénu vo svojej južnej časti bola zásobovaná materiálom pochádzajúcim z panónskeho masívu. Niet však žiadnych údajov, že by tento materiál prenikol aj do severnej časti panvy.

Znosová oblasť bola značne zarovnaná — plochá. Svedčí o tom nedostatok klastických sedimentov v kišceli s výnimkou bazálnych vrstiev. Chemické zvetrávanie, ktoré v znosovej oblasti prezrádza kaolín vyplavený do skálnických vrstiev upozorňuje, že peneplenizovaný reliéf bol mierne členený, čím bol umožnený selektívny odnos produktov zvetrávania a v reziduu sa akumulovali  $Al_2O_3$  a  $SiO_3$ . Materiál vyplavovaný z tejto plochej oblasti bol transportovaný do veľkej vzdialenosti.

O kvalite znosovej oblasti máme málo údajov (málo hrubých klastík a netypické zloženie asociácie ŤM).

Prítomnosť triasových hornín silického príkrova aj meliatskej skupiny v znosovej oblasti predpokladáme na základe toho, že kišcel leží na týchto horninách. Okrem toho lokálne vyvinuté bazálne klastiká kišcelu sú tvorené valúnmi hornín týchto jednotiek a v peľových spektrách kišcelu P. SNOPKOVÁ (1978) zistila preplavené spóry druhu *Classopoleis cf. clasoides* so stratigrafickým rozsahom trias až spodná krieda.

V znosovej oblasti museli byť zrejme prítomné aj jurské, prípadne spodno-až strednokriedové horniny, lebo ich detritický materiál sa nachádza v mladších, t. j. egerských vrstvách. Na prítomnosť vrchnej kriedy v znosovej oblasti poukazujú výskyty preplavených peľových zrn skupiny *Normapolles* v kišceli vo vrte DV-1, hojne sa vyskytujúce vo vrchnej kriede (P. SNOPKOVÁ 1975).

O kvalite znosovej oblasti na severozápadnom okraji Rimavskej kotliny nemáme spoľahlivé dôkazy. Dnes sú v tejto oblasti obnažené sedimenty vrchného paleozoika. Nie je však vylúčené, že v období kišcelu boli ešte zakryté mezozoickými sedimentmi.

Z pomerne chudobnej floristickej asociácie môžeme predpokladať, že počas usadzovania sa sedimentov kišcelu v znosovej oblasti na rovinatom území rástli vlhkomilné listnaté lesy so zástupcami rodov *Castanea*, *Quercus*, *Carya*, *Cornus*. Ich podrast mohli tvoriť papradorasty čelade *Schizeaceae* (rodu *Aneimia*, *Schizea* a *Lygodium*). Vo vyšších polohách (mierne pahorkatiny) mohli rásť druhy teplomilného rodu *Engelhardtia* a čelade *Arecaceae* (palmy). Tienisté svahy pokrývali ihličnaté lesy s *Pinus*, *Cedrus* a *Picea*.

Celkove v palinologických spektrách môžeme pozorovať oproti eocénu pokles paleotropických, stále zelených rastlín (čelade *Arecaceae*, *Sapotaceae*, *Schizeaceae*) a pribúdanie arktoterciérnych (chladnomilnejších) ihličnatých a listnatých (s opadavým lístím) porastov.

Kaolinické zvetrávanie v znosovej oblasti naznačuje, že to bola klíma humidna s ročným priemerom zrážok nad 500 mm (I. KRAUS 1986 a autori ním citovaní). Na humiditu klímy poukazujú aj hostišovské vrstvy s príznakmi uhľotvornej sedimentácie.

## Eger

Na sklonku kišcelu došlo v severnej časti Rimavskej kotliny, a snáď aj v oblasti južne od šafárikovskej elevácie\* k ochabnutiu subsidencie a pravdepodobne aj k regresii.

V egeri oživa subsidencia a dochádza k novému rozmachu morskej transgresie. Dôkazy o transgresívnej povahe egeru sú nasledovné:

- eger na severe Rimavskej kotliny prekračuje plošný rozsah kišcelu (príl. 3, obr. 3a)
- v niektorých vrtoch na okraji Rimavskej kotliny bola konštatovaná prítomnosť bazálnych klastík egeru ležiacich nad peliticko-siltovým čižským súvrstvom kišcelu (obr. 3, tab. 2)
- egerské more zalialo celú šafárikovskú eleváciu, ktorá v kišceli bola ešte súšou.

\*V oblasti Čižu bol na základe dokumentácie vrtu C-2 (z výnosu drte vo výplachu) vo vrchnej časti kišcelu (rupelu) konštatovaný uhľonosný vývoj (V. HOMOLA 1954), s niekoľkými (6) uhoľnými stĺpmi. Avšak hlboké vrty (LR-10, BČ-1, MJČ-1) uskutočnené v tejto oblasti uhľonosný vývoj nepotvrdili.

Smer transgresie podľa priestorového rozloženia facií predpokladáme z juhu až juhozápadu. Subsidiencia, ktorá umožnila transgresiu bola progresívna, o čom svedčí postupné prehĺbovanie sedimentačného priestoru zaznamenané nielen v južnej časti panvy, ale aj na okraji. Napríklad v okrajovom vrte DV-1 litofaciálne a biofaciálne znaky svedčia o postupnom prehĺbovaní prostredia od litorálneho po vonkajší sublitorál. V niektorých miestach, na okraji súčasného rozšírenia egeru alebo v priestore šafárikovskej elevácie prakticky chýbajú bazálne klastiká a eger na predterciérne podložie nasadá peliticko-siltovými vrstvami (vrty VNP-1, HM-5 na šafárikovskej elevácii — tab. 2 a oblasť severozápadne od obce Budikovany).

Distribúcia facií v egeri v Rimavskej kotline je nasledovná: Okrajové plytkovodné vývoje boli zistené v severnej časti kotliny. Relatívne najplytkovodnejšími litofáciami sú bazálne a okrajové klastiká spolu s organodetritickými, resp. organogánnymi vápencami. Ich laterálnym ekvivalentom smerom do panvy, resp. v ich nadloží sú šlirové sedimenty, ktoré však podľa biofaciálnej analýzy vznikali v prostredí litorál až plytký sublitorál (V. KANTOROVÁ 1975, 1977, 1978a,b).

V centrálnej a južnej časti Rimavskej kotliny, ale aj v oblasti kalošskej poklesnutej kryhy prevládalo hlbokovodnejšie prostredie. Jeho sedimenty sú však podstlané sedimentmi plytkého mora ako o tom svedčia vrty, ktoré prevrtali celý profil egeru. Toto hlbšie morské prostredie, na základe biofaciálnej analýzy (V. KANTOROVÁ l. c.) zodpovedá hlbokému sublitorálu až plytkému batýálu.

Prevládajúcim typom sedimentov, ktoré vznikli v oblasti hlbšieho mora, boli monotónne šľiry lučenského súvrstvia.

Sedimenty šlirového typu, podobne ako šlirové sedimenty čížskeho súvrstvia, vznikali v kľudnom morskom prostredí bez významnejších intervencií prídavných prúdov z uniformovanej suspenzie prinášanej povrchovými prúdmi. Na malú dynamickosť prostredia poukazujú aj hojné výskyty pyritu a pyritizovaných foraminifer zistených v asociácii ťažkých minerálov ako aj vo výplavoch fauny. Autigénny pyrit svedčí o zle vetranom prostredí.

V juhozápadnej časti Rimavskej kotliny bolo prostredie hlbšieho mora koncom egeru vystriedané plytkovodnejším prostredím.

Distribúcia hrúbky sedimentov egeru v Rimavskej kotline sleduje predterciérny reliéf a je závislá aj na sv. zlomovom systéme, ktorý bol aktívny počas egeru. Priebeh izopach hrúbok rešpektuje šafárikovskú eleváciu. Sú tu malé hrúbky a celý priebeh je ovplyvnený kalošskou poklesnutou kryhou, kde izopachy hrúbky vytvárajú výrazný ohyb.

Z uvedeného vyplýva, že zlomy: neporadzský, zlom potoka Lapša, potoka Sograd, resp. rašický zlom, ktoré vymedzujú spomínané štruktúrne jednotky podobne ako počas kišcelu, boli synsedimentárne aktívne aj v egeri. Okrem toho zlom potoka Sograd, ako aj ďalší zlom — hostišovský, pravdepodobne syngeneticky kontrolovali severné rozšírenie egeru v Rimavskej kotline (príl. 3).

Menej výrazné ohyby izopach sú orientované tiež v smere SZ, resp. SSZ a to v priestore severne od Rimavskej Soboty. Zdá sa, že tieto ohyby izopach môžu byť podmienené zlomami severozápadného smeru. Je však pravdepodobné, že vplyv severozápadných zlomov je na distribúciu egeru epigenetický.

Najväčšie akumulácie egeru boli zistené vrtmi FV-1 (704 m). Predpokladáme však, že južnejšie je hrúbka väčšia, takže hrúbky egeru na československom území môžu dosahovať aj viac než 1100 m (v priestore Petrovce—Drňa).

Smery prínosu klastického materiálu počas egeru sa nám nepodarilo identifikovať z tých istých dôvodov ako sme už uviedli v prípade kišcelu (chýbajú prúdové textúry). Predpokladáme však znos materiálu zo sv. a sz. smeru, t. j. zvnútra Karpát, ktoré sa aj počas egeru dvíhali. Znos materiálu z juhu je vylúčený vzhľadom na to, že nikde v dostupnej vzdialenosti možné zdrojové oblasti nie sú známe (územie v severnom Maďarsku pokrývalo more budínskej panvy).

Pobrežie v čase nastupujúcej transgresie egeru bolo aspoň na niektorých miestach strmé, o čom svedčí hruboklastický vývoj bazálnych vrstiev egeru. V priebehu egeru však more prekonalo pobrežné útesy a reliéf, na ktorý potom transgredovalo, bol plochý. Hlavne v najbližšej znosovej oblasti mali významný podiel karbonáty triasu, o čom svedčí nasledujúca skutočnosť:

- bezprostredným podložím v okrajových častiach egeru Rimavskej kotliny sú triasové karbonáty,
- piesčité materiály v spodnej časti egeru, napríklad vo vrte DV-1 je tvorený prevažne zrnkami karbonátov,
- prevládajúcim valúnovým materiálom v bazálnych klastikách na okraji panvy sú karbonátové valúny,
- hojnosť karbonátového materiálu indikuje aj výskyt organogénnych vápencov, pretože organizmy, z ktorých sa skladajú vápence, uprednostňovali čisté, plytké morské prostredie, aké bolo v miestach, kde pobrežia budovali karbonáty.

Okrem karbonátov triasu v znosovej oblasti boli prítomné aj mladšie horniny, dôkazom čoho sú:

- nálezy valúnov jurských a spodnokriedových karbonátov (napr. v okolí Chválovej, Banská dolina), foraminiferových vápencov malmu až spodnej kriedy (M. MARKOVÁ 1959, 1967, M. MIŠÍK 1966),

- nálezy preplavených sporomorfov vrchnotriasového a jurského (?) veku (P. SNOPKOVÁ 1975),
- nálezy preplavených kriedových foraminifer (V. KANTOROVÁ 1975).

Na prítomnosť vrchnej kriedy v znosovej oblasti počas sedimentácie spodnej časti egeru upozorňuje nález preplavených peľových zrn rodu *Semiculopollis*, ktoré sú typické pre vrchnú kriedu (P. SNOPKOVÁ 1975 — vrt DV-1).\*

V znosovej oblasti však boli prítomné aj horniny spodného triasu, o čom svedčí prítomnosť valúnov seiských bridlíc a pieskocov v bazálnych vrstvách egeru. Ďalej v znosovej oblasti boli prítomné bážické a rohovcové horniny, valúny ktorých sa našli v bazálnych vrstvách.

V ďalšom priebehu sedimentácie egeru došli k podstatnému rozšíreniu znosovej oblasti. Lokálny materiál (materiál z bližšieho okolia) bol vystriedaný materiálom preneseným z väčších vzdialeností. Svedčí o tom skutočnosť, že piesčitú frakciu vo vrchnej časti egeru reprezentujú prevažne zrnká kremeňa (nie karbonátov ako v spodnej časti egeru) — napríklad vo vrte DV-1 (M. MARKOVÁ 1974). Asociácia ťažkých minerálov vo vrchnej časti egeru je pestrá. Obsahuje typomorfné minerály granitoidov a metamorfovaných hornín, ktoré boli pravdepodobne významne zastúpené vo vzdialenejšej oblasti znosu.

Na prítomnosť metamorfovaných hornín v znosovej oblasti poukazuje prítomnosť sagenitu a amfibolu spolu s asociáciami ťažkých minerálov. Chýbajú tam však vysokometamorfné minerály, z čoho možno usudzovať, že vysokometamorfné horniny v znosovej oblasti počas egeru neboli ešte obnažené (M. MARKOVÁ 1959, 1967).

Medzi ŤM egeru sa ojedinele vyskytujú aj glaukofauny, ktoré potvrdzujú, že v znosovej oblasti boli prítomné horniny metamorfované v podmienkach vysokého tlaku a nízkych teplôt, resp. ultrabáziká.

Ojedinelé výskyty anhydritu a barytu, ktoré sa našli v miestach, kde v predterciárnom podloží sú známe evaporitické formácie, sú pravdepodobne sekundárneho pôvodu a nemožno im pripisovať význam pri paleogeologickej rekonštrukcii územia.

Na základe peľových rozborov (P. SNOPKOVÁ 1975, 1978) je možné konštatovať, že paleoklimatické pomery v staršej časti egeru boli v hrubých rysoch podobné ako v kišceli. Neskôr podiel paleotropických rastlinných prvkov mierne klesal v porovnaní s kišcelom a zvyšoval sa podiel arktoterciárnych rastlín (*Picea*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Carya*). Pribudli aj nové rody ako *Betula*, *Alnus*, *Carpinus* a *Abies*. Môžeme teda predpokladať, že klíma počas sedimentácie egeru bola subtropická, ale chladnejšia ako počas sedimentácie kišcelu. Prítomnosť teplomilných veľkých foraminifer (*Miogypsina*, *Operculina*) v budikovianskych a bretskych vrstvách poukazuje na možnosť klimatických výkyvov počas egeru.

## Egenburg

Na sklonku egeru je možné pozorovať príznaky regresie mora. Začiatkom egenburgu začína nová morská transgresia i keď sedimenty egeru zdanlivo prechádzajú do egenburgu. Egenburg je reprezentovaný plytkovodnými sedimentmi, s príznakmi narastania zrnitosti do nadložia.

Pôvodný rozsah sedimentov egenburgu v Rimavskej kotline bol väčší. Akiste zaberá značnú časť kotliny, resp. plytkomorský vývoj mohol alternovať s jazernoriečnym vývojom. Znaký týchto vývojov sa však v kotline nezachovali, okrem výnimky možného egenburgu vo vrte VCH-1 pri Fige. Na jeho prítomnosť vo vrchnej časti vrtu poukazujú niektoré mäkkýše, ale litologicky sa tento domnelý egenburg nedá odlišiť od sedimentov egeru.

Ako je uvedené vyššie, prevládajúcim litotypom sedimentov sú piesky. Biofáciálna analýza potvrdila, že sedimenty egenburgu, konkrétne sedimenty filakovského súvrstvia vznikli v normálnom morskom prostredí. Ekologické nároky biocenózy z prevládajúceho litotypu — rozpadavých pieskocov s lavicami naznačujú, že tento typ sedimentov vznikal v plytkomorskem, plytkom sublitorálnom až litorálnom prostredí.

Morská hladina však musela oscilovať, pretože niektoré biocenózy zo spomenutého litotypu, ale zvlášť z jemnozrnných rozpadavých pieskocov až siltocov poukazujú na prostredie vonkajšieho sublitorálu, resp. hlbšieho cirkalitorálu (V. KANTOROVÁ 1980, A. ONDREJČKOVÁ 1980).

Hrúbka egenburgu narastá smerom na juh, najmä v dôsledku generálneho sklonu sedimentov v danom smere, sčasti aj v dôsledku poklesu oblasti pozdĺž československo-maďarských hraníc po zlomoch pozdĺž severného okraja Cerovej vrchoviny.

\* Prítomnosť sedimentov vrchnej kriedy bola dokázaná v podloží sedimentov terciéru vo vrte LR-5 z. od Rimavskej Soboty.

Maximálna hrúbka egenburgu vo vrte FV-1 pri Blhovciach dosahuje 100 m, pri Hosticiach vo vrte EH-2 150 m a pri Petrovci vo vrte EH-1, neďaleko československo-maďarských hraníc viac než 160 m. Maximálne hrúbky sedimentov egenburgu na skúmanom území podľa odhadu presahujú 250 m. Tieto maximálne hrúbky predpokladáme v priestore čs.-maďarskej pohraničnej oblasti (príl. 4).

Prúdové textúry, ktoré sú dobre vyvinuté vo vyšších častiach egenburgu, indikujú transport generálne z juhu na sever. Nepredpokladáme však, že prúdy podmieňujúce vznik textúr, sprostredkovali priamo prínos materiálu zo zdrojovej oblasti. Najskôr pôjde o prúdové textúry, ktoré vznikli v pobrežnej zóne, kde prevládalo prúdenie a redepozícia materiálu zhruba kolmo alebo diagonálne na pobrežnú líniu.

Predpokladáme, že materiál bol znášaný zo S, SV a SZ, t. j. znútra Karpát, ktoré sa v tomto období dvíhali. Hlavným zdrojom klastického materiálu nemohli byť len najbližšie odkryvy predterciérnych hornín budované mezozoikom. Pieskovce sú totiž prevažne zložené zo zrn kremeňa, živcov a úlomkov nekarbonátových hornín. Valúniky drobnozrnných zlepcov sú tvorené hnedými, zelenohnedými a čiernymi rohovcami, resp. lyditom a kremeňom. Rohovce by mohli byť mezozoického pôvodu, s karbonátovým tmelom pieskovcov egenburgu poukazujú na podiel mezozoických karbonátov v zdrojovej oblasti.

V znosovej oblasti museli byť zastúpené aj kriedové sedimenty, o čom svedčí miestami hojný výskyt preplavených dvojkridlových globotrunkán a iných organických zvyškov, pravdepodobne kriedového veku.

Zvyšujúci sa podiel minerálov vyššie metamorfovaných hornín (sillimanit, distén) poukazuje na obnaženie hlbších zón kryštalinika, ktoré počas kišcelu a egeru neboli prístupné erózii. Tieto a niektoré magnetické horniny, ktorých akcesórie sú tiež prítomné v asociácii ťažkých minerálov, boli obnažené vo vzdialenejších zdrojových oblastiach (najpravdepodobnejšími boli severnejšie zóny Slovenského rudohoria).

Prínos materiálu z južných oblastí je málo pravdepodobný, pretože priľahlé oblasti boli pokryté sedimentmi egeru.

V egenburských sedimentoch sa nachádza rozptýlený vulkanický materiál, ktorý pochádza zo vzdialených, súvekých vulkanických zdrojov.

Morský pôvod sedimentov egenburgu potvrdzuje aj prítomnosť glaukonitu, ktorého percentuálne zastúpenie smerom do nadložja narastá.

Glaukonit recentne vzniká v morskom prostredí, v hĺbkach 10—3000 m, najväčšie akumulácie sa tvoria v hĺbkach 30 až 800 m. Vzniká v oblasti malej alebo vôbec žiadnej detritickej sedimentácie (P. H. HECKEL 1972, str. 231, 232). Táto okolnosť je v rozpore s litológiou egenburgu, ktorá poukazuje na intenzívny prínos klastického (piesčitého až drobnozlepcového) materiálu do sedimentačného priestoru. Predpokladáme, že glaukonit vznikol v miestach plytkovodného morského prostredia relatívne chráneného voči prínosu klastického materiálu, alebo v obdobiach prechodného poklesu prínosu detritického materiálu. Neskôr bol prúdmí rozptýlený, takže sa vyskytuje prakticky v celom profile egenburgu s narastajúcou tendenciou smerom do nadložja.

Glaukonit vzniká v relatívne chladnejších vodách ako jemu podobný minerál chamozit, ktorý vzniká vo vodách tropických.

Údaje o klimatických pomeroch nedovoľujú urobiť jednoznačné závery. Egenburg sa kryje s vrchnou časťou mikrofloristickej zóny MF 1 s vysokým percentom arktoterciérnych druhov, čo poukazuje na relatívne ochladenie (E. PLANDEROVÁ 1978, str. 9—15). Prítomnosť glaukonitu je v zhode s týmto konštatovaním. Na druhej strane v lipovianskych pieskovcoch (časť filakovského súvrstvia v západnej časti Cerovej vrchoviny) sa často a hromadne vyskytujú veľké pektenidy, ktoré žili v teplých moriach.

## Stredný miocén (báden — sarmat)

Celé územie Rimavskej kotliny a priľahlej časti Cerovej vrchoviny bolo po egenburgu vyzdvihnuté a denudované. Denudácia bola dlhodobá (5—7 mil. rokov) a odstránila prakticky všetky stopy po egenburgu v kotline, pravdepodobne krátila aj hrúbky sedimentov egeru.

Podmienky pre sedimentáciu nastali opäť až v strednom miocéne, avšak v dôsledku regionálneho zdvíhu celej juhoslovenskej panvy (piliško-rudohorský blok hlbínnej stavby kôry O. FUSÁN et al. 1979) do predmetnej oblasti more nepreniklo. Najstaršie poegenburské sedimenty sú štrky, bez, resp. s ojedinelými andezitovými valúnmi, ktoré podstieľajú vulkanodetritický komplex stredného miocénu. Ide o prvé sedimenty začínajúceho sedimentačného cyklu, ktoré vznikli pravdepodobne v riečnom prostredí, na začiatku vulkanickej aktivity. Reliéf znosovej oblasti bol relatívne strmý.



Neskôr sa rozvíja vulkanická činnosť, ktorá bola rozhodujúcim činiteľom pre sedimentáciu v danej oblasti. Vulkanizmus totiž dodával materiál, ktorý sa ukladal v sedimentačnom priestore severnej časti Rimavskej kotliny, čím vzniklo pokoradzské súvrstvie (príl. 5).

Súčasná priestorová distribúcia denudačných zvyškov vulkanoklastických komplexov je viazaná na čižsku hrast' a na kryhu Lukovišťa—Bátka, ktorá je vo vyššej štruktúrnej pozícii voči kryhe Dužava—Kružno. Je pravdepodobné, že tendencia pohybov týchto kryh v období vzniku pokoradzského súvrstvia bola opačná než v neskorších obdobiach, resp. ako je tomu teraz. Okrem toho súčasné južné obmedzenie vulkanoklastík zhruba korešponduje s priebehom rašického zlomu. Ten sa však kloní na juhovýchod a tak sa vulkanoklastiká zachovali len na jeho vysokej kryhe (kryha Veľkého Blhu, resp. Drienčanská okrajová kryha). Z uvedeného vyplýva, že spomínané zlomy sú voči pokoradzskému súvrstviu synsedimentárne.

Synsedimentárnu resp. sedimentácii vulkanoklastík bezprostredne prechádzajúcu aktivitu zlomov sz., resp. ssz. smeru nemožno vylúčiť. Je totiž pravdepodobné, že predvulkanický reliéf bol aspoň čiastočne kontrolovaný zlomami uvedeného smeru. Samotná vulkanická aktivita bola tiež podmienená tektonickým otvorením prírodných ciest. Vulkanické centrá — neky z. od Dražíc sú viazané na pokračovanie súťorského zlomu sz. smeru.

Spodná časť vulkanoklastík vznikla najskôr v jazernom prostredí, bazálne súvrstvie nesie mnoho znakov plážových sedimentov. Prevládajúcim litotypom sú epiklastické vulkanické pieskovce, ktoré majú miestami lamináciu, krížové zvrstvenie, gradáciu, textúry subakválnych sklzov a jednotlivé telesá sú relatívne tenké s veľkým plošným rozsahom. Podobne v plytkovodnom prostredí vznikli epiklastické vulkanické konglomeráty, o čom svedčí charakter zvrstvenia, triedenia, opracovania a niektoré textúrne znaky. Niektoré polohy z týchto jazerných sedimentov majú ešte znaky masového transportu.

Vyššiu časť vulkanoklastického komplexu budujú laháry, ktoré boli transportované zo severu na juh, o čom svedčí tvar lahárových telies a kmene stromov (resp. dutiny po kmeňoch) orientované v uvedenom smere. Depozíciu vulkanoklastického materiálu ukončujú pyroklastické prúdy.

Z uvedeného vyplýva, že jazerné prostredie počas vývoja vulkanoklastík degradovalo a jazero bolo postupne zanášané vulkanoklastickým materiálom.

Hrúbka vulkanodetritického komplexu nezobrazuje verne pôvodnú distribúciu vulkanoklastík, pretože hrúbky sú kontrolované súčasnou morfológiou územia. Najväčšie hrúbky (viac než 200 m) dosahujú vulkanoklastiká severne od Vyšnej Pokoradze a severovýchodne od Veľkého Blhu (kóta 499,0 — Dlhý vrch). Smerom na sever sa hrúbka znižuje na 100 m a menej.

Pôvodné rozšírenie pokoradzského súvrstvia bolo rozhodne väčšie, než je súčasné. Oba súčasné chrbty budované súvrstvím boli pravdepodobne spojené a vulkanoklastiká zasahovali pomerne ďaleko na juhovýchod. Svedčia o tom nasledujúce okolnosti:

— Vulkanoklastické horniny v spodnej časti komplexu majú charakter sedimentov jazerných pláží, t. j. okrajov jazera. Fácie jazernej panvy chýbajú a mohli byť vyvinuté jedine južne od terajších výskytov, pretože zo severu pochádza vulkanický materiál. Niektoré faciálne typy hornín nesú znaky masového transportu smerom na juh. Ide o fácie proximálne voči zdroju, zatiaľ čo distálne ekvivalenty chýbajú.

— Relikty vulkanoklastík sa nachádzajú až v oblasti Šafárikova, asi 15 km na VJV od súčasného okraja hlavného rozšírenia vulkanoklastického komplexu (príl. 5).

— Na väčšie plošné rozšírenie poukazuje aj prítomnosť fragmentov až balvanov vulkanoklastík v poltárskom súvrstvi v oblasti Gemerskej Vsi a Otročka.

Vulkanoklastický materiál, ktorý predstavuje 95 % a viac látkového zloženia pokoradzského súvrstvia, pochádza z vulkanických centier. Vulkanické centrá, ktoré dodávali materiál pre spodnú časť komplexu, boli situované severne, resp. sz. od skúmaného územia (Klenovský Vepor a okolné vulkanické centrá, porovnaj M. KUTHAN in O. FUSÁN et al. 1962, D. KUBÍNY 1957). Dokladom toho je stabilná prímes úlomkov intenzívnejšie metamorfovaných hornín, ktoré nevystupujú v bezprostrednom podloží pokoradzského súvrstvia a faciálna zonalita daná prechodom od brekcií uložených v paleoúdoliach na severe po pieskovce a konglomeráty uložené vo vodnom bazéne na juhu. Materiál vrchnej časti pokoradzského súvrstvia, napr. rozsiahle uloženiny pyroklastických prúdov, sú produktom explozívnej aktivity z lokálnych centier, dokladom čoho sú tri explozívne neky. sv. od Pokoradze, ďalej výskyt autochtónnych aglomerátov v bezprostrednom podloží pyroklastických prúdov a lokálny výskyt silne spečených uloženín v iniciálnom štádiu brekciácie (jz. od Chválovej).

Klíma počas vzniku vulkanoklastických sedimentov v Rimavskej kotline, súdiac podľa zachovaných odtlačkov listov rastlín bola mierne teplá (t. j. chladnejšia než v spodnom bádene, ale azda teplejšia než v sarmate, zvlášť mladšom) a vlhká. Prevládajúcim prostredím rastlín bol vlhký nížinný les s ojedinelými bažinami (V. SITÁR, J. DIANIŠKA 1979, str. 157).

## Panón — pont

Po jazerno-riečnej sedimentácii sa počas stredného miocénu celá oblasť Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny vynorila a časť vulkanodetritických hornín v kotline bola denudovaná.

V panóne zasahovali do priestoru Rimavskej kotliny jazerá, ktorých sedimenty sú rozšírené v sv. časti Maďarska.

Z nich sa zachoval iba denudačný relikv v okolí štátnych hraníc SSR—MLR, kde bol zistený vrstvom DV-3. Tieto sedimenty sú tvorené nevápňitými ílmi — siltami. V príslušnom maďarskom území sú v tomto súvrství známe aj polohy lignitov. Predpokladáme, že súčasné rozšírenie uvedených sedimentov v Rimavskej kotline má veľmi malý rozsah (príl. 6).

Asociácie ťažkých minerálov zistená v spomínaných íloch je podobná asociácii egerských sedimentov a je teda pravdepodobné, že egerské sedimenty mohli byť materskými horninami, redepozíciou a odvápnením ktorých uvedené vrstvy vznikali.

V znosovej oblasti však museli byť aj metamorfované horniny, čo prezrádza prítomnosť staurolitu a disténu. Ihlice húb dokazujú aj prínos materiálu z mezozoických hornín (M. MARKOVÁ 1977).

V pante došlo k oživeniu subsidencie vo východnej a čiastočne aj v západnej časti kotliny, kde prebieha kontinentálna sedimentácia v jazerno-riečnom prostredí.

Sedimenty tohto obdobia (poltárske súvrstvie) prenikajú v podobe zálivov pomerne hlboko do Slovenského rudohoria. V severnej časti kotliny a v príslušnom Slovenskom rudohorí subsidencia mohla byť vyvolaná aktivitou plešivského seizmoaktívneho a krustálneho zlomu, ktorý v hlboknej stavbe kôry oddeľuje čiastkový blok Slovenského rudohoria od čiastkového lučensko-moldavského bloku (O. FUSÁN et al. 1979, D. VASS 1981).

Sedimentácia prebieha v jazerno-riečnom prostredí, pričom čiastkové fácie týchto prostredí sa nepodarilo definovať. Podľa vertikálnej zmeny zrnitosti sedimentov — zjemňovanie sedimentov nahor (litologické profily získané vrtmi), sa podobajú skôr riečnym ako jazerným akumuláciám. Sedimenty majú habitus kontinentálnych sedimentov, čo je zvýraznené pestrým sfarbením ílov. Súvrstvie tvoria popri íloch aj piesky a štrky (štrky najmä v spodnej časti súvrstvia).

Hrúbka sedimentov poltárskeho súvrstvia kolíše od niekoľkých metrov až po 100 m, prípadne aj viac.

Najväčšie akumulácie sa nachádzajú východne od Šafárikova (vrty DV-3, 100 m, DV-4 viac než 100 m), severozápadne od Držkoviec a severozápadne od Liciniec (EUP-4 103 m), západne od Bretky (VB-18, okolo 70 m) a severovýchodne od Ožďan (okolo 60 m).

Porovnanie izopach hrúbky so súčasným reliéfom svedčí o tom, že reliéf pred pontom bol nerovný a sedimenty poltárskeho súvrstvia vyplňujú jeho plytké depresie.

Priestorová distribúcia sedimentov poltárskeho súvrstvia naznačuje, že rozsah sedimentačného priestoru bol kontrolovaný zlomami severozápadného zlomového systému. Z toho hľadiska sa zdajú byť syngeneticky aktívne zvlášť dva zlomy. Zlom potoka Turiec vymedzoval na západe kesovské poklesnuté kryhy oproti čížskej hrasti. Sedimenty poltárskeho súvrstvia sú viazané výlučne na poklesnutú kryhu tohto zlomu, na čížskej hrasti nie sú zachované žiadne denudačné relikty. Domnievame sa preto, že pôvodné rozšírenie pontu v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny neprekročilo priestor kesovských poklesnutých kryh (príl. 6).

Podobnú syngenetickú funkciu mal rimavský zlom, ktorý vymedzuje vyššiu kryhu Lukovišťa — Bátka voči poklesnutej kryhe Dužova — Kružno. Na posledne menovanej kryhe sa nachádzajú denudačné relikty poltárskeho súvrstvia, zatiaľ čo na vyššej kryhe chýbajú.

Pri zhodnocovaní syngenetickej aktivity zlomov v pante však treba mať na zreteli skutočnosť, že súčasná distribúcia poltárskeho súvrstvia môže byť ovplyvnená epigenetickou tektonikou. Tento predpoklad potvrdzuje skutočnosť, že oba spomínané zlomy boli aktívne v kvartéri (kontrolujú rozšírenie terás). Na druhej strane v však úplná absencia pontu na čížskej hrasti a na kryhe Lukovišťa — Bátka nemôže byť len následkom denudácie, ale aj pôvodnej distribúcie poltárskeho súvrstvia v Rimavskej kotline.

Merať smery transportu detritického materiálu do sedimentačného priestoru Rimavskej kotliny nebolo možné kvôli zlej odkrytosti súvrstvia. Podľa štrkových valúnov, ale aj podľa asociácie ťažkých minerálov usudzujeme, že materiál bol prinášaný zo Slovenského rudohoria. V severovýchodnej časti Rimavskej kotliny, v jednom z erózných údolí severne od kotliny (vrty DV-1,3,4, EUP-4) môžeme pozorovať v poltárskom súvrství vertikálnu zmenu valúnového materiálu, z ktorej vyplýva zmena znosovej oblasti v čase.

Zatiaľ, čo zloženie štrkov bazálnej časti súvrstvia odráža bezprostredné podložie, štrky zo strednej časti poukazujú na širšiu znosovú oblasť. Štrky s valúnmi rezistentných hornín vrchnej časti súvrstvia poukazujú zase buď na vzdialené znosové oblasti, alebo na resedimentáciu starších štrkov.

V tejto súvislosti je dôležité konštatovanie, že v súvrství chýbajú valúny karbonátov mezozoika, a to aj v bezprostrednej blízkosti Slovenského krasu (napr. v okolí obce Dlhá Ves). Je teda zrejmé, že karbonátové horniny na okraji Rimavskej kotliny neboli v ponte exponované a pravdepodobne boli pokryté staršími terciárnymi sedimentmi, ako je to napr. dnes pri Bretke, prípadne boli pokryté samotným poltárskym súvrstvím. Rozdielny charakter opracovania valúnov upozorňuje na možnosť redepozície časti valúnového materiálu zo starších, pravdepodobne terciárných, dnes zväčša už neexistujúcich akumulácií hrubých klastík.

V znosovej oblasti boli prítomné ešte andezitové vulkanoklastiká (stredný miocén), a to vo väčšom rozsahu ako v súčasnosti, pretože balvany týchto vulkanoklastík sa nachádzajú v poltárskom súvrství pomerne ďaleko (západne od Gemerskej Vsi) od súčasného východného okraja vulkanoklastík.

Celkový charakter znosovej oblasti dokresľujú aj ťažké minerály, v ktorých sú popri prevládajúcich rudných mineráloch zastúpené aj minerály kyslých magnetických hornín spolu s minerálmi metamorfovaných hornín. Ojedinele sa vyskytuje aj glaukofan, ktorý upozorňuje na znos zvetralín bázických hornín, resp. produktov vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy.

V závere o kvalite znosovej oblasti môžeme povedať, že bola budovaná hlavne:

— kyslými magmatickými (granitoidy, kremité porfýry), prípadne metamorfovanými (porfyroidy) horninami,

— metamorfovanými sedimentmi,

— bázikami,

— mladými vulkanitmi,

— terciárnymi sedimentmi,

— bližšie neidentifikovanými horninami, z ktorých pochádza aspoň časť rezistentných valúnov.

Takéto znosové horniny mohli vystupovať v čase sedimentácie pontu len vo vnútornejších častiach Slovenského rudohoria, s výnimkou bázik a terciárných sedimentov, ktoré sa podieľali na stavbe znosovej oblasti v bezprostrednom okolí pontského sedimentačného priestoru.

Ako teda z vyššie uvedeného textu vyplýva, vplyv mezozoika v znosovej oblasti, s výnimkou sedimentácie bazálnej časti poltárskeho súvrstvia, bol silne zatlačený, resp. eliminovaný.\*

Reliéf v znosovej oblasti musel byť strmý aspoň v prvých fázach sedimentácie poltárskeho súvrstvia, o čom svedčí prítomnosť hrubodetritického materiálu. Koncom sedimentácie poltárskeho súvrstvia však už bol kontrastný reliéf znosovej oblasti zahladený.

Podľa rozborov peľových spektier (E. PLANDEROVÁ in V. ORAVCOVÁ — I. TOMKO 1961, E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1982) možno usudzovať, že v dobe vzniku poltárskeho súvrstvia bola klíma mierne subtropická. Prevládali suché obdobia, teda rastlinstvo malo stepný charakter. Suchú klímu občas vystriedala klíma vlhká a vtedy v nížinách rástli jelšové lesy s bohatým porastom *Polypodiaceae*, zatiaľ čo na kopcoch alebo pahorkoch prevládal *Cerus*. Vo vlhších obdobiach, ktoré buď predchádzali vzniku súvrstvia, alebo občas zavládli počas sedimentácie, prebiehali procesy kaolinického zvetrávania (porovnaj M. MIŠÍK 1956), čiže ročný úhrn zrážok presahoval 500 mm, priemerná ročná teplota bola vyššia než 15°C (porovnaj I. KRAUS 1986).

\*Táto predstava by nebola pravdivá, keby charakter zvetrávania vylučoval prítomnosť karbonátov v hrubodetritickom materiáli a potom mezozoikum na sv. okraji Rimavskej kotliny ako znosovú oblasť by reprezentovali iba valúny rezistentných hornín (najmä kremence).

# HYDROGEOLOGIA

V. HANZEL

## Obyčajné podzemné vody

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

Severné a severovýchodné ohraničenie Rimavskej kotliny, ktoré je tvorené hlavne mezozoickými horninami 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 spolu s karbonátmi v podloží neogénnych sedimentov kotliny a čiastočne sa podieľajú na tvorbe minerálnych vôd Rimavskej kotliny.

Ďalší hydrogeologický celok tvoria strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká 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 terciéru Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Sedimenty egeru, egenburgu a pontu majú obmedzené možnosti pre akumuláciu podzemných vôd, a to najmä v polohách a šošovkách pieskov, štrkov, resp. v zlepencoch a pieskovočoch prevažne s pórovou a čiastočne i s puklinovou priepustnosťou. Väčšiu časť tohto hydrogeologického celku tvoria nepriepustné vápnnité silty (šlír) a siltovce s 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 fluvialne sedimenty Slanej, Muráňa, Turca, Blhu a Rimavy.

## Hydrogeologický celok mezozoika

V hydrogeologickom celku mezozoika má najväčšie rozšírenie 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 sa stredotriasové karbonáty nachádzajú vo forme krýh, ktoré tvoria niekoľko samostatných štruktúr. Ich odvodňovanie sa sústreďuje v osi synklinál najmä tam, kde povrchové toky narezali karbonáty. Takéto štruktúry sledujeme napr. východne od Hrušova, pri Strelniciach a severne od Bretky. Geologicko-tektonická pozícia karbonátov podmienila plytký obeh podzemných vôd a odvodňovanie vo forme vrstvených a puklinových prameňov, resp. vo forme skrytých prestupov do kvartérnych sedimentov a do povrchových tokov.

Väčšiu výdatnosť (tab. 24) dosahujú pramene v údolí rieky Blh, v úseku Hrušovo — Drienčany s výdatnosťou od 0,1 do 15,0 l. s<sup>-1</sup>. Severne od Bretky sú karbonáty narezané riekou Muráň a v úžine na úseku Meliata — Bretka z nich vyvierajú pramene s výdatnosťou 1,5—2,6 l. s<sup>-1</sup>.

Časť vôd z karbonátov s hlbšou cirkuláciou vyvierajú na povrch vo forme bariérových prameňov na styku so siltovcami a ílovcami egeru Rimavskej kotliny. Môžeme uviesť napr. prameň z karbonátov pri Budikovanoch (2,2—3,2 l. s<sup>-1</sup>) a prameň Strelnica v údolí východného Turca s výdatnosťou 10,0—13,3 l. s<sup>-1</sup>. Podzemné vody karbonátov sú dopĺňané infiltráciou zo zrážok. Ich vplyvom majú pramene značné kolísanie výdatností. Vyrovnanejšiu výdatnosť majú iba bariérové pramene vyvierajúce z vápencov na styku s terciérom Rimavskej kotliny.

Tabuľka 24 Tabuľka významnejších prameňov

Table 24 Significant springs

Prameň lokalita Spring locality	Horninové prostredie typ prameňa Rock environment Spring type	Výdatnosť Yield l. s <sup>-1</sup>		Teplota vody °C Temperature of water	Celková mineral. T.D.S. mg. l <sup>-1</sup>	Poznámka Remark
		min.	max.			
Ratková	Vápence triasu, styk sp. trias vrstevný Triassic limestones, Lower, Triassic contact, stratal s.	1,3	3,5	6,0	672,5	Využívaný, pozorovaný 1966–1970 Exploited, observed
Sása	Vápence triasu, styk sp. trias vrstevný Triassic limestones, Lower, Triassic contact, stratal s.	0,2	15,0	8,2–11,7	–	
Striežovce	Vápence triasu, styk sp. trias vrstevný Triassic limestones, Lower, Triassic contact, stratal s.	1,0	2,5	8,2	393,0	Využívaný, pozorovaný 1962–1967 Exploited, observed
Meliata	Vápence triasu, styk s neogénom, bariérový Triassic limestones, Neogene contact, barrier s.	2,0		13,7	653,1	
Budikovany	Vápence triasu, styk s neogénom, bariérový Triassic limestones, Neogene contact, barrier s.	2,2	3,2	9,2–11,0	–	Využívaný, pozorovaný 1975 Observed, Exploited
Hrušovo	Vápence triasu, puklinový Triassic limestones, fissure s.	1,0	15,0	9,5	–	Pozorovaný 1962–1967 Observed
Strelnica	Vápence triasu, styk so slieňami, bariérový Triassic limestones, contact with marls, barrier sp.	10,0	13,3	12,7–13,4	517,7	Pozorovaný 1968–1970 Observed
Bretka	Vápence triasu, styk s neogénom, bariérový Triassic limestones, Neogene contact, barrier s.	1,5	2,6	18,5–19,4	–	Pozorovaný 1968–1970 Observed
Horné Zahorany	Andezit. vulkanoklastiká, puklinový Andesite volcanoslastics, fissure sp.	1,0	2,5	10,0	–	Pozorovaný 1962–1967 Observed
Králik– Šafárikovo	Triasové vápence, styk s neogénom, artézsky Triassic limestones, Neogene, contact artesian s.	29,0		16,7	774,2	Výver vytvára jazierko Lake formed by spring
Včelince	Štrkopiesky na styku s ílmi neogénu, vrstevný Gravel sandstone contact with Neogene clays, stratal s.	0,8	3,2	6,4–13,8	803,1	Pozorovaný 1968–1970 Observed

Podzemné vody karbonátových komplexov chemicky patria ku kalcium—(magnézium)—bikarbonátovému typu vôd s mineralizáciou prevažne od 400,0 do 650,0 mg.l<sup>-1</sup> (S. GAZDA in V. HANZEL et al. 1975).

Podzemné vody Rimavskej kotliny sú ovplyvňované aj hydrogeologickými pomermi Slovenského krasu. Z Plešivsko-brezovskej štruktúry (J. ŠUBA et al. 1973) vyviera v sv. časti Rimavskej kotliny, v oblasti Bohúňovo—Plešivec—Gemerská Hôrka, niekoľko typických krasových vyvieraciek s výdatnosťou od 1,0 do 360,0 l.s<sup>-1</sup>. Časť krasových podzemných vôd z tejto štruktúry však preteká do kvartéru a do karbonátov mezozoika v podloží neogénnych sedimentov Rimavskej kotliny. Tohto pôvodu je artézsky prameň Králik, s výdatnosťou 29,0 l.s<sup>-1</sup> a teplotou vody 17,0°C. Podzemná voda z vápencov stredného triasu vystupuje na povrch cez slienité horniny. Výstupné cesty prameňa sú zrejme viazané na križovatke dvoch sústav zlomov (J. ORVAN 1973).

#### Hydrogeologický celok vulkanitov

Andezitové vulkanoklastiká pokoradzského súvrstvia budujú dva väčšie územné celky na severe Rimavskej kotliny, a síce na území medzi údolím Rimavy a Blhu a územie západného Turca. Spodná časť, ktorú tvoria vulkanické epiklastiká je charakterizovaná hlavne pórovou priepustnosťou, zatiaľ čo 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 zásobované prevažne zrážkami a ich odvodňovanie prebieha hlavne po zlomoch, ktoré siahajú až do nepriepustného podložja (siltovce, ílovce egeru), nachádzajúce sa na úrovni eróznej bázy.

Taký je napr. prameň vo Vyšnom Skálniku s výdatnosťou okolo 24,0 l.s<sup>-1</sup> využívaný na zásobovanie obyvateľov Rimavskej Soboty. Časť podzemných vôd vyviera na spojnici s nepriepustnými siltami. Ide o prameň pri obci Teplý vrch s priemernou výdatnosťou 0,5—1,0 l.s<sup>-1</sup>. Časté sú vývery podzemnej vody v plytkých eróznych ryhách s výdatnosťou 0,1—0,3 l.s<sup>-1</sup>. Väčšiu výdatnosť (1,0—2,5 l.s<sup>-1</sup>) dosahuje puklinový prameň severne od Horných Zahorian (tab. 24).

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

Mineralizácia podzemných vôd z andezitových vulkanoklastík je do 200,0 mg.l<sup>-1</sup>.

#### Hydrogeologický celok sedimentárneho neogénu

Veľmi nepriaznivé podmienky pre akumuláciu podzemných vôd majú sedimenty neogénu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny, ktoré predstavujú samostatný hydrogeologický celok (tab. 25).

Najrozšírenejšími a najhrubšími sedimentmi výplne kotliny sú vápnité silty až siltovce egeru (lučenské súvrstvie) s nepravidelnou piesčitou lamináciou, ktorá je ako celok pre vodu nepriepustná. Lokálne sú zvodnené iba piesčité vložky s pórovou priepustnosťou. Litologický vývoj výplne kotliny neumožňuje väčšie zvodnenie sedimentov, a preto väčšina realizovaných vrtov v nich bola negatívna. Z hydrogeologického hľadiska sú významné niektoré zlomy, po ktorých vystupuje smerom na povrch CO<sub>2</sub>, resp. miestami aj minerálne vody v podobe prameňov malej výdatnosti (Čiž).

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

Priaznivejšie podmienky pre zvodnenie majú zlepené, organodetrilitické a organogénne vápence, pieskovce bazálnych a okrajových vrstiev egeru, ktoré sú pomerne dobre rozpukané, so slabými náznakmi tvorby krasu. Zásobované sú podzemnou vodou väčšinou zo susedných strednotriasových karbonátov.

Na severe kotliny na ne nasadajú nepriepustné vápnité siltovce, silty, ktoré im tvoria bariéru, takže z nich vyviera niekoľko prameňov s výdatnosťou od 2,0 do 8,0 l.s<sup>-1</sup>.

V južnej časti územia (Cerová vrchovina) vystupujú piesky a pieskovce egenburgu (filakovské súvrstvie) s pórovou priepustnosťou.

Vyvierajú z nich zvyčajne pramene s výdatnosťou do 0,5 l.s<sup>-1</sup>, miestami 1,0—3,0 l.s<sup>-1</sup> (Petrovce, Jestice, Gemerské Dechtáre), na styku s ílovitou výplňou úvalov. V tektonicky porušených miestach, najčastejšie v údoliach riek, je možné z uvedených sedimentov vrtmi získať podzemné vody s výdatnosťou 2,0—3,0 l.s<sup>-1</sup>.

V severovýchodnej časti územia vystupuje poltárske súvrstvie (pont), ktoré vzhľadom na pestrosť svojho litologického

Tabuľka 25 Hydrogeologické parametre z vrtov v terciérnych sedimentoch

Table 25 Hydrogeological parameters from boreholes in Tertiary sediments

Lokalita číslo vrtu Locality Borehole No.	Litológia, prevrtný interval, vek Lithology, bored interval, age	Hladina vody Water level (m)	Zníženie hladiny vody Drawdown (m)	Výdatnosť Yield (l · s <sup>-1</sup> )
Meliata M-1	íl, štrkopiesok, 4,7–25,0 m pont clay, gravel sand	–0,8	15,2	1,69
Padarovce S-3	vápenné silty, 7,0–20,0 m eger calcareous silts Egerian	–2,3	6,3	0,11
Figa Fg-1	íl, štrk, 3,2–25,0 m eger, clay, gravel Egerian	–0,6	6,8	3,44
Rim. Sobota HK-1	vápenné silty, 7,0–15,5 m eger, calcareous silts Egerian	–4,7	2,4	0,19
Petreš PŠ-3	štrkopiesok, 2,5–15,0 m egenburg gravel sand, Eggenburgian	–7,0	3,4	5,6
Petreš PŠ-2	pieskovce, 3,2–10,3 m egenburg sandstones, Eggenburgian	–0,60	2,7	0,16

zloženia (štrky až plastické íly) má odlišné hydrofyzikálne vlastnosti. V podloží fluvialných sedimentov, v údolí Muráňa a Slanej, majú neogénne sedimenty ílovitý charakter, ojedinele sa však v nich vyskytujú aj zvetrané valúny kryštalinika. Prevažia ílovitej zložky v tomto súvrství podmieňuje jeho malú priepustnosť — koeficient filtrácie je rádove  $10^{-7} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Na pahorkatinách sa však sedimenty pontu vyznačujú značne vyšším obsahom valúnov. Íly sú miestami piesčitejšie a tak koeficient filtrácie ja rádove  $10^{-6} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Za priaznivé morfológie nepriepustného podložia môžu z tohto súvrstvia vyvierat malé pramene s výdatnosťou do  $0,11 \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Podzemné vody egerských sedimentov majú prevažne do hĺbky 50,0 m dominujúci kalcium — (magnézium) — bikarbonátový chemizmus. Celková mineralizácia sa pohybuje od  $0,6$  do  $1,4 \text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ .

Podzemné vody z hlbokých obzorov v kišelsko-egerských sedimentoch sú charakterizované vysokou mineralizáciou prevažne v intervale  $4,0$ – $15,0 \text{g} \cdot \text{l}^{-1}$  a výskytom natrium-chloridového typu vôd (lokality Cakov, Číž; S. GAZDA in V. HANZEL et al. 1975).

#### Hydrogeologický celok sedimentov kvartéru

Pre akumuláciu podzemných vôd v Rimavskej kotline majú najvhodnejšie podmienky fluvialne sedimenty riek Slanej, Muráňa, Turca, Blhu a Rimavy. Rimavskou kotlinou pretekajú stredné a dolné časti tokov. Na stredných úsekoch sú vodné toky vrezané hlavne v sedimentoch mezozoika. Na zásobovaní fluvialných náplavov sa okrem zrážok podieľajú aj vodné toky, a to hlavne pri vysokých stavoch hladín. V miestach, kde je údolie vymodelované v triasových karbonátoch sa puklinovo-krasové vody podieľajú na dopĺňaní náplavov Slanej, Muráňa, Turca a Blhu. Náplavy širokých poriečnych nív v Rimavskej kotline, t. j. dolné časti tokov sú okrem zrážok dopĺňané aj infiltráciou z vodných tokov a prítokov z riečnych terás. Hladina podzemnej vody v nich kolíše predovšetkým v závislosti na hladine povrchových tokov.

Fluvialne sedimenty Slanej rozdelil J. ORVAN (1969) na tri charakteristické úseky. V Rimavskej kotline sa nachádza iba posledný úsek od Bohúňova po štátnu hranicu s MLR. Tento úsek má najvhodnejšie podmienky na zvodnenie sedimentov v celom povodí Slanej. Riečne náplavy tu majú maximálnu hrúbku a veľmi dobré hydrofyzikálne vlastnosti (tab. 26).

Od Bohúňova po Šafárikovo sú riečne náplavy pravidelne rozložené po celej šírke poriečnej nivy. Ich základné hydrogeologické parametre sú uvedené v tab. 26 a 27. Vrtmi je tu možné priemerne odoberat  $6,0$ – $9,01 \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  podzemných vôd, ale miestami, napr. pri Gemeri až  $10,0$ – $18,01 \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Od Šafárikova po Lenártovce sa fluvialne sedimenty vyznačujú určitou diferenciaciou filtračných vlastností štrkov. Optimálne vlastnosti majú piesčité štrky na pravej strane poriečnej nivy, medzi Šafárikovom a Chanavou, kde riečne náplavy a štrky

Tabuľka 26 Hydrogeologické parametre z vrtov vo fluvialných sedimentoch  
 Table 26 Hydrogeological parameters from boreholes in fluvial sediments

Lokalita číslo vrtu Locality Borehole No.	Povrchový tok Surface flow	Hladina vody Water level (m)	Zníženie hladiny vody Drawdown (m)	Výdatnosť Yield (l . s <sup>-1</sup> )	Koeficient filtrácie Hydraulic coefficient (m . s <sup>-1</sup> )
Plešivec HMÚ-909	Slaná	-0,55	13,8	6,2	—
Gemer. Panica HMÚ-924	Slaná	-0,25	2,0	2,0	$6,78 \times 10^{-4}$
Šafárikovo HMÚ-925	Slaná	-3,28	2,0	5,2	$7,23 \times 10^{-4}$
Včelinec HMÚ-926	Slaná	-6,63	2,5	10,7	$1,16 \times 10^{-3}$
Kerepec HMÚ-928	Slaná	-1,41	2,0	0,03	$4,12 \times 10^{-6}$
Šivetice HMÚ-943	Muráň	-0,82	1,2	0,19	$5,3 \times 10^{-5}$
Brusník HMÚ-968	Z. Turiec	-1,40	2,5	1,92	$7,4 \times 10^{-5}$
Držkovce HMÚ-973	V. Turiec	-0,45	2,0	0,52	$3,77 \times 10^{-7}$
Žiar HMÚ-972	Turiec	-2,10	3,0	3,40	$3,03 \times 10^{-4}$
Hrušovo HMÚ-960	Blh	-0,27	4,0	0,40	$2,28 \times 10^{-4}$
V. Blh HMÚ-000	Blh	-1,49	2,5	2,50	$3,73 \times 10^{-4}$
Batka HMÚ-962	Blh	-2,21	1,4	1,50	$4,95 \times 10^{-4}$
Rim. Sobota HMÚ-947	Rimava	-3,46	0,8	1,02	$1,47 \times 10^{-3}$
Bottová HMÚ-929	Rimava	-3,76	2,9	5,45	$6,85 \times 10^{-4}$
Jesenské HMÚ-942	Rimava	-1,32	2,0	1,20	$3,87 \times 10^{-4}$
Šimonovce ŠM-1	Rimava	-2,02	2,0	4,70	$7,24 \times 10^{-4}$
Lenartovce SI-36	Rimava	-2,87	1,0	2,16	$1,26 \times 10^{-3}$
Janice Jn-3	Rimava	-1,97	2,0	3,00	$9,75 \times 10^{-4}$

majú najväčšie hrúbky 7,5 m (tab. 27). Koeficient filtrácie je obvykle  $2,0-4,0 \times 10^{-3} \text{m.s}^{-1}$ . V niektorých úsekoch, (Králik—Riečka, Abovce—Lenártovce) v dôsledku zvýšenej prítomnosti jemnejších až hnilokalových sedimentov je priepustnosť štrkov znížená.

Priemerne je možné vrtmi odobrať  $10,0-15,0 \text{l.s}^{-1}$  podzemných vôd, pri Stránskej, Ruminciach a Chanave až  $20,0-25,0 \text{l.s}^{-1}$  z jedného vrtu (tab. 27).



Tabuľka 27 Hydrogeologické parametre fluvialných sedimentov v jednotlivých poriečnych nížach  
 Table 27 Hydrogeological parameters of fluvial sediments in individual river plains

Poriečna niva River plain	Hrúbka náplavov Thickness of alluvia (m)	Koeficient filtrácie Hydraulic coefficient ( $m \cdot s^{-1}$ )	Výdatnosti vrtov Yield of wells ( $l \cdot s^{-1}$ )	Rozkyv hladiny vody v r. 1963–1975 Water level fluctuation in 1963–1975 (m)
Slaná	4,5– 7,4	$1,3 \times 10^{-5}$ – $5,9 \times 10^{-3}$	1,0–25,0	1,07–4,33
Muráň	2,0– 5,0	$4,5 \times 10^{-6}$ – $5,3 \times 10^{-4}$	0,1– 3,5	1,36–1,55
Turiec	3,1– 8,0	$2,0 \times 10^{-5}$ – $2,5 \times 10^{-4}$	0,2– 3,0	1,15–2,47
Blh	0,6–12,0	$1,6 \times 10^{-5}$ – $5,0 \times 10^{-4}$	0,1– 2,5	0,98–2,91
Rimava	3,2– 6,8	$1,7 \times 10^{-4}$ – $1,3 \times 10^{-3}$	1,0– 9,0	0,95–3,81

Od Gemerskej Panice po Kráľ je vyvinutý rozsiahly systém terás s hrúbkou zvodnených štrkov od 1,2 do 4,0 m. Výdatnosť vrtov v nich je obvykle  $1,0$ – $5,0 l \cdot s^{-1}$ , maximálne  $7,0$ – $9,0 l \cdot s^{-1}$  (tab. 27).

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

Fluviálne náplavy Muráňa sú zvodnené hlavne na území severne od Rimavskej kotliny v úseku od Zdychavy po Licince, (tab. 27). V úseku Meliata—Bretka, t. j. v oblasti vyústenia 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 úžiny sú náplavy vyvinuté na jej oboch tokoch až od Gemerskej Vsi po vyústenie do Slanej. Väčšie hrúbky náplavov sú v oblasti Ratková—Brusník (5,8–8,0 m) a v oblasti Skerešova a Chvalovej. V údolí Východného Turca nepresahuje hrúbka náplavov 3,5–5,0 m. Priemerná výdatnosť vrtov je  $0,2$ – $0,8 l \cdot s^{-1}$ . V dolnom úseku, od Gemerskej Vsi po ústie do Slanej, je hrúbka štrkov 1,6–3,1 m (tab. 27).

Údolie Blhu je vyplnené v úseku Drienčany—Rimavská Seč náplavmi s hrúbkou priemerne 4,0–5,4 m. Koeficient filtrácie v oblasti Drienčan je  $1,6$ – $5,5 \times 10^{-5} m \cdot s^{-1}$ . V ostatných častiach je koeficient filtrácie štrkov  $1$ – $5 \times 10^{-4} m \cdot s^{-1}$  a z vrtov možno čerpať  $0,15$ – $1,5 l \cdot s^{-1}$  podzemných vôd, lokálne do  $2,0$ – $2,5 l \cdot s^{-1}$  (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 formou malých prameňov.

Riečne náplavy Rimavy v Rimavskej kotline majú vcelku priaznivé hydrogeologické podmienky. Hrúbka náplavov je priemerne 4,2–5,5 m (tab. 26, 27). Hrúbka zvodnených štrkov od Skálnika 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  $4,0 l \cdot s^{-1}$ , lokálne do  $7,0$ – $9,0 l \cdot s^{-1}$  (Čerenčany, Rimavská Sobota, Jesenské).

Údolie Rimavy lemujú terasy väčšieho rozsahu na pravej strane — v úseku Rimavská Sobota — Jesenské pri Šimonovciach 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 je možné z nich odobrať  $1,0$ – $5,0 l \cdot s^{-1}$  podzemných vôd. Časté sú vývery podzemných vôd z terás.

Najvýdatnejší prameň vyvierá vo Vlkyňi, s výdatnosťou  $1,5 l \cdot s^{-1}$ . Najčastejšie sú vývery podzemných vôd vo forme vrstvených rozptýlených výverov na terénnych stupňoch alebo prestupujú skryte do sedimentov poriečnej nivy.

Rieky Rimava, Blh a Turiec majú v prevažnej časti roka drénujúci účinok, voda z nich infiltruje iba za vysokých stavov hladín. Rieka Slaná z väčšej časti roka dotuje podzemné vody fluvialných náplavov poriečnej nivy. Hladina podzemných vôd v alúviu riek Rimavskej kotliny je prevažne voľná. Výkyv

hladiny podzemných vôd v rokoch 1963—1975 v poriečnej nive Slanej sa pohybuje od 1,07 do 4,33 m, Muráň od 1,36 do 1,5 m, Turca od 1,15 do 2,47 m, Blhu od 0,98 do 2,91 m a Rimavy od 0,95 do 3,81 m (tab. 27).

Chemizmus podzemných vôd fluvialných sedimentov je formovaný miešaním vôd rôznej mineralizácie (Slaná, Rimava), zloženia a pôvodu. Výsledkom je veľká pestrosť mineralizácie a chemického zloženia. Lokálne sú podzemné vody kontaminované znečistenými povrchovými tokmi. V poriečnej nive Slanej v smere toku mineralizácia mierne stúpa od 0,35 do 0,75 g.l<sup>-1</sup>, zvyšuje sa podiel kalcium-sulfátovej zložky. V poriečnej nive Muráňa je mineralizácia prevažne od 0,3 do 0,6 g.l<sup>-1</sup>, Turca od 0,2 do 0,8 g.l<sup>-1</sup>, v poriečnej nive Blhu, v oblasti Drienčan 0,5—1,0 g.l<sup>-1</sup> s výrazným Ca—HCO<sub>3</sub> typom chemizmu, v oblasti Veľkého Blhu a Uzovskej Panice od 0,3 do 0,55 g.l<sup>-1</sup>. V poriečnej nive Rimavy sú podzemné vody kalcium-bikarbonátového typu s mineralizáciou 0,2—1,3 g.l<sup>-1</sup> (S. GAZDA in V. HANZEL et al. 1975).

### Minerálne vody

V Rimavskej kotline sa nachádzajú prevažne uhličité minerálne vody. Podstatná časť prameňov sa však vyskytuje vo východnej časti kotliny (obr. 48). Minerálne pramene v Rimavskej kotline sú viazané na zlomy v smere SZ—SV a JZ—SV, hlavne na miesta ich vzájomného križovania. Tieto zlomy predstavujú aj výstupové cesty CO<sub>2</sub>. Na piesčité silty, pieskovce a vápnité íly egeru sú viazané minerálne vody v Nižnej Pokoradzi a v oblasti medzi obcami Sútor a Cakov.

V prirodzených výveroch vyvierajú studené minerálne vody s teplotami 8,5—13,0 °C s výdatnosťou prevažne okolo 0,01 l.s<sup>-1</sup>. Iba z hlbších vrtov v Šafárikove vytekajú vody s vyššou teplotou — 17,0—18,0 °C (tab. 28).

Väčšie množstvo minerálnych prameňov sa nachádza medzi obcami Sútor, Radnovce a Cakov. Minerálne vody v Sútore, Radnovciach a Cakove sú studené, nízko mineralizované 0,41—1,89 g.l<sup>-1</sup>, s obsahom CO<sub>2</sub> od 0,56 do 1,39 g.l<sup>-1</sup>, výrazného, resp. nevýrazného Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> typu (tab. 28). Výnimku tvorí prameň v Sútore (RS-60), ktorý je nevýrazného kalcium-sulfátového typu.

Vzácný druh minerálnej vody vyviera v Číži. Sú to jódobrómové vody s výdatnosťou 0,11 l.s<sup>-1</sup> s obsahom jódu 23,2 mg.l<sup>-1</sup>. Minerálna voda vyviera v mieste križovania pozdĺžneho zlomu sv.—jz. smeru s priečnym zlomom sz.—jv. smeru. Voda sa zachytáva kopanou studňou Hygiea, je Cl-Na typu s mineralizáciou 13,4 g.l<sup>-1</sup> a obsahom 82,0 % CH<sub>4</sub>. 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, et al. 1975).

Staršími vrtmi tu boli overené jódobrómové vody s mineralizáciou 20,7—27,8 g.l<sup>-1</sup> s obsahom jódu 27,5—60,0 mg.l<sup>-1</sup> s výdatnosťou okolo 0,011 l.s<sup>-1</sup> (O. HYNIE 1963, V. STRUŇÁK 1965). Najnovšie bola zachytená jódobrómová voda vrtom hlbokým 1 500 m s výdatnosťou 0,51 l.s<sup>-1</sup> a obsahom jódu 40,0 mg.l<sup>-1</sup> (M. ZAKOVIČ 1980).

Ďalšia minerálna voda v Rimavskej kotline bola zachytená v Bretke vrtom hlbokým 152,5 m v bazálnych terciérnych zlepencoch a brekciách, s prelivom na ústí vrtu 0,03 l.s<sup>-1</sup> a s mineralizáciou 1,61 g.l<sup>-1</sup> (tab. 28).

V najvýchodnejšej časti Rimavskej kotliny sa minerálne vody nachádzajú v Šafárikove. Okrem prirodzeného výveru (prameň RS-63) bola minerálna voda zistená vrtmi. Vrt RH-1 (RS-61) zachytil silný prítok minerálnej vody v bazálnych terciérnych zlepencoch a brekciách v hĺbke 99,7 m pod šlírmí egeru (J. ORVAN 1960).

Výdatnosť po navrtaní bola 27,01 l.s<sup>-1</sup>, ktorá sa neskôr ustálila na 16,91 l.s<sup>-1</sup>. Teplota vody je 17,0 °C. Ďalší vrt mal počiatočnú výdatnosť 7,41 l.s<sup>-1</sup>, ktorá klesala na 6,81 l.s<sup>-1</sup> s teplotou vody 17,4 °C a mineralizáciou 0,6—1,6 g.l<sup>-1</sup>.

Prirodzený výver vody pri Králiku má rovnakú genézu ako vody v Šafárikove. Mineralizácia je 0,73 g.l<sup>-1</sup>, teplota vody 17,0 °C a výdatnosť 29,01 l.s<sup>-1</sup>. Infiltračnou oblasťou minerálnych vôd v Šafárikove sú karbonáty mezozoika Slovenského krasu (J. ORVAN 1960). Podzemné vody karbonátov stredného triasu prúdia pod terciér Rimavskej kotliny. Vystupujú na povrch v oblasti Šafárikova po zlomoch v údolí Slanej, ktorými sú porušené sedimenty spodného triasu (J. ORVAN 1981). Na križovaní sa s priečnymi zlomami dochádza k výstupu CO<sub>2</sub>.

Tabuľka 28 Chemické zloženie minerálnych prameňov  
Table 28 Chemical composition of mineral springs

Lokalita (prameň, vrt) Locality (spring, borehole)	Horninové prostredie, vek Rock environment age	Teplota vody Water temperature (°C)	pH	CO <sub>2</sub> mg.l	Q l.s <sup>-1</sup>	Mineralizácia T.D.S. mg.l <sup>-1</sup>	Iónové zloženie Ion composition mval %	Chemický typ vody Chemical type of water ions > 10 mval %
Čakov, studňa (RS-7) Čakov, well	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	12,0	6,2	632,0	0,01	1462,1	$\frac{\text{Ca}_{30,2}\text{Mg}_{14,9}\text{Na}_{3,9}}{\text{HCO}_{28,1}^3\text{SO}_{10,8}^4\text{ND}_{10,6}^3}$	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Číž, studňa (RS-9) Číž, well	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	13,5	7,3	24,2	0,01	1345,8	$\frac{\text{Na}_{46,5}\text{Mg}_{1,63}\text{Ca}_{1,2}}{\text{Cl}_{46,6}\text{HCO}_{3,3}^3}$	Cl-Na
Nížná Pokoradz, prameň (RS-42) Nížná Pokoradz, spring	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	10,0	6,9	127,6	0,01	599,1	$\frac{\text{Mg}_{29,6}\text{Ca}_{14,8}\text{Na}_{4,7}}{\text{HCO}_{23,5}^3\text{SO}_{12,6}^4\text{Cl}_{11,6}^1}$	zmiešaný typ s prevahou HCO <sub>3</sub> -Ca zložky mixed type with dominant HCO <sub>3</sub> -Ca component
Radnovce, prameň (RS-49) Radnovce, spring	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	13,0	5,7	987,0	0,01	600,8	$\frac{\text{Na}_{21,0}\text{Mg}_{17,3}\text{Ca}_{9,8}\text{Fe}_{1,0}}{\text{HCO}_{29,6}^3\text{SO}_{16,1}^4\text{Cl}_{4,0}^1}$	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Sútor, studňa (RS-58) Sútor, well	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	12,2	5,2	1124,0	-	967,5	$\frac{\text{Ca}_{23,2}\text{Mg}_{13,7}\text{Fe}_{7,5}\text{Na}_{4,9}}{\text{HCO}_{23,8}^3\text{SO}_{14,7}^4\text{Cl}_{9,5}\text{ND}_{1,6}^3}$	zmiešaný typ s prevahou HCO <sub>3</sub> -Ca zložky mixed type with dominant HCO <sub>3</sub> -Ca component
Sútor, studňa (RS-00) Sútor, well	váp. silty, eger calcareous silts, Egerian	12,5	6,0	1227,0	-	888,6	$\frac{\text{Mg}_{26,1}\text{Ca}_{17,5}\text{Na}_{6,8}\text{K}_{1,0}}{\text{SO}_{30,7}^4\text{HCO}_{9,8}^3\text{Cl}_{8,4}^1}$	SO <sub>4</sub> -Ca
Šafárikovo, vrt HR-1 (RS-61) Šafárikovo, borehole	zlepence, brekcie, eger conglomerates, breccia, Egerian	18,0	6,1	1579,0	16,9	1049,2	$\frac{\text{Mg}_{51,7}\text{Na}_{12,1}\text{Ca}_{4,4}\text{K}_{1,5}}{\text{SO}_{24,0}^4\text{HCO}_{21,6}^3\text{Cl}_{3,3}\text{ND}_{1,1}^3}$	zmiešaný typ s prevahou HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg zložky mixed type with dominant HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg component
Barca, prameň (RS-1) Barca, spring	sliene, eger marls, Egerian	13,0	-	1408,0	0,01	1610,0	$\frac{\text{Ca}_{65,4}\text{Mg}_{27,6}\text{Na}_{4,5}}{\text{HCO}_{86,2}^3\text{Cl}_{17,0}\text{SO}_{4,4}^1}$	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Bretka, prameň (RS-4) Bretka, spring	zlepence, brekcie, eger conglomerates, breccia, Egerian	10,8	-	55,0	0,03	1610,0	$\frac{\text{Ca}_{86}\text{Mg}_{8,4}\text{Fe}_{3,1}}{\text{SO}_{79,1}^4\text{HCO}_{19,4}^3}$	SO <sub>4</sub> -Ca-Mg

Dátum odberu: júl 1971 Analyzy urobili: laboratóriá GP, n. p. Ostrava Sampling date: July 1971 Analyses performed by: GP labs, Ostrava

# RECENTNÝ PÔDNY POKRYV

V. LINKEŠ

Charakter recentného pôdneho pokryvu (pod ktorým rozumieme vrchnú časť zemského povrchu so súvislým výskytom podogenetických fenoménov približne do hĺbky 2 m), je výrazne ovplyvnený geologickou stavbou a genézou morfoštruktúrnych prvkov reliéfu opisovaného územia (príl. 8).

Geologicko-geomorfologickou stavbou a vývojom je podmienený výskyt väčšiny jednotiek pôdneho pokryvu, ako aj ich základné fyzikálne, chemické a pôdno-stratigrafické vlastnosti, ktoré v konečnom dôsledku určujú aj úrodnosť a väčšinu ostatných funkcií pôd v krajine. Je logické, že až na tejto báze sa v podogenéze uplatňovali a uplatňujú bioklimatické faktory a kultivačné, ale aj ostatné aktivity človeka.

Recentný pôdny pokryv opisovaného územia však nie je len produktom holocénneho, neskoroholocénneho vývoja, ale zahŕňa podogenetické fenomény a rezíduá autochtónneho i resedimentovaného pôdneho pokryvu aj zo starších období kvartéru a pravdepodobne aj z pliocénu až vrchného miocénu (pôdny pokryv na najstarších riečnych terasách a podľa M. LUKNIŠA, in O. FUSÁN et al. 1962 pôdy po obvode krasových plošín, na sedimentoch poltárskeho súvrstvia a na zvyškoch stredohorskej rovne na neovulkanitoch).

Ako celok má pôdny pokryv tohto územia špecifický charakter. Určuje ho nepatrné zastúpenie spraší, čo spôsobuje, že v Rimavskej kotline sa v porovnaní s nížinami západnej časti Slovenska temer nevyskytujú typické, zonálne černozone a hnedozeme, ale prevažne len luvizeme (illimerizované pôdy) a pseudogleje, ktoré vznikli zo sprašových (sprašoidných) a podobných polygenetických hlin. Ďalšou osobitosťou tohto územia je početný výskyt neogénnych karbonátových siltovcov a pieskovcov na povrchu, z ktorých vznikli pararendziny a regozeme, striedajúce sa v pestrej mozaike s nekarbonátovými, sprašoidnými hlinami. Na pomerne veľkých plochách sa vyskytujú aj také zriedkavé pôdne fenomény, akými sú fosilne humusové horizonty v pseudoglejoch (tab. XI, obr. 1), a špecifickým je aj spomínaný, pomerne hojný výskyt autochtónnych i resedimentovaných rubefikovaných pôd.

V ďalšej časti charakterizujeme vlastnosti jednotlivých typov a subtypov pôd (tab. 28a), ich rozšírenie vo vzťahu k ostatným prvkom krajiny, najdôležitejšie funkcie a hypotézu ich genézy. V príspevku je použitá nomenklatúra novelizovaného klasifikačného systému pôd ČSSR (podľa J. HRAŠKO et al. 1987). Pre lepšiu orientáciu však v zátvorke uvádzame aj doterajšie názvy (podľa J. HRAŠKO et al. 1973, R. ŠÁLY 1978):

*Rankre* (rankrové pôdy). Ide o pôdy na hruboklastických zvetralinách silikátových hornín s charakterom sutiny s tenkým prekryvom relatívne jemnozrnnejšej, výrazne prehumóznenej zvetraliny na povrchu. Pod tenkým 0,1—0,3 m humusovým (A) horizontom, s obsahom 4—5 % humusu sa nachádza (B) horizont s nevýraznými prejavmi sialitického zvetrávania. Takáto stavba profilu je diagnostická pre subtyp *kambizemné rankre* (hnedé rankre). Z hľadiska základných chemických vlastností má jedna časť týchto pôd sorpčný komplex (kaloidná organo-minerálna časť pôdy), nasýtený bázickými kationmi nad 50 % a pôdnu reakciu asi 5,5 pH/KCl (rankre na hruboklastických zvetralinách aglomerátov neogénnych vulkanitov, triasových bridlíc a pieskovcov) a druhá časť sorpčný komplex nasýtený bázickými kationmi pod 50 % a pôdnu reakciu od 4,2 do 5,0 pH/KCl (na zvetralinách kyslých permských a karbónskych bridlíc, fylitov, svorov a granitoidov Slovenského rudohoria). Rankre veľmi dobre prepúšťajú vodu. Vyskytujú sa temer len ako lesné pôdy v malých lokalitách v Slovenskom rudohorí a na Blžskej tabuli.

*Rendziny* (rendziny). Tieto pôdy sú viazané len na zvetralinové plášte na vápencoch a dolomitoch, ktoré obsahujú mnoho karbonátového skeletu. Podľa hĺbky výskytu karbonátového skeletu v reziduálnych hlinách a podľa prítomnosti reliktných rubefikovaných zvetralín rozlišujeme niekoľko subtypov. *Typické rendziny* s tmavosivým (tmavomelanickým) humusovým horizontom s obsahom humusu asi 3,5 %, pod ktorým sú zvetraliny s prevládajúcim podielom karbonátového skeletu rôznych rozmerov a nepatrným zastúpením nerozpustných rezíduí týchto hornín, resp. alochtónnych hlin. V celom profile

Tabuľka 28a Prehľad niektorých základných vlastností pôdnych subtypov

Table 28a Summary of some basic properties of soil subtypes

Pôdny typ, subtyp, sonda Soil type, subtype, sound	Horizont Horizon	Humus Humus %	Pôdna reakcia Soil reaction pH/KCl	Obsah zrnitostných frakcií Grain size fractions content		Asociácia ílových minerálov Clay minerals association
				< 0,001 mm %	0,01–0,05 %	
Rendzina typická S-17-RS Striežovce Rendzina S-17-RS Striežovce	A A/C	9,10 3,48	7,3	8,6 17,5	47,2 32,2	
rubifikovaná S-11-RS Budikovsky chromic S-11-RS Budikovsky	A B BtrC	2,33 0,80 1,25	6,3 4,7 6,4	17,2 35,3 66,8	38,2 30,8 15,3	
Pararendzina typická S-2-RS Petrovce Calcaric regosol S-2-RS Petrovce	Aca ACca Cca	1,96 0,76 0,38	7,4 7,3 7,3	8,7 9,8 5,3	15,3 17,6 18,8	M, I, (CH) M, I, (CH) M, I, (CH)
Černozem čiernicová V-9-DF Včelince Chernozem V-9-DF Včelince	Ap A Btr BC	2,48 2,59	6,7 6,2 6,4 6,4	20,9 27,0 29,7 20,6	33,2 31,7 34,9 24,9	
Hnedozem luvizemná S-1-RS Dubovec Orthic Luvisol S-1-RS Dubovec	Ap AB Bt BC C	1,86 1,36 0,83 0,24 0,15	5,7 5,8 6,2 6,8 6,5	12,0 23,3 33,7 31,8 17,2	36,8 32,5 25,8 27,4 17,5	M, I, (K) M, I, (K) M, I, (K) M, I, (K) M, I, (K)
Luvizem pseudoglejová S-9-RS Hrnč. Zálužany Albogleyic luvisol S-9-RS Hrnč. Zálužany	Ap E Btg BCg	1,34 0,33	6,9 5,6 4,3 4,5	13,1 17,6 37,3 32,6	46,9 45,1 31,8 37,5	I, (M, K) I, K, (M) I, M, K I, M, K
rubifikovaná S-24-RS Ploské chromic luvisol S-24-RS Ploské	AE Btr Btr BrC BrC	1,05 0,36 0,31 0,24 0,15	4,9 4,6 4,4 4,5 4,4	16,1 22,4 29,7 31,0 33,1	32,3 25,4 22,5 23,5 25,6	CH, I, (K) CH, I, (K)  CH, I, (K)
Pseudoglej s fosílnym humusom horizont. S-12-RS Bátka Albo-gleyic luvisol with fossil humus horizon S-12-RS Bátka	Ap AE Abu Abu	1,13 0,74 0,65 0,70	5,5 4,8 4,3 4,4	15,8 20,2 37,7 46,2	42,4 40,7 31,6 28,2	I, K I, K I, K I, K
Kambizem nasýtená V-38-DD Vyš. Pokoradz Eutric cambisol V-38-DD Vyš. Pokoradz	Ap ABv BC BC	2,28 0,62 0,52 0,36	5,6 5,8 5,4 5,4	24,7 25,2 34,5 28,4	19,4 19,1 17,7 19,4	
kyslá V-2-C Krokava dystric cambisol V-2-C Krokava	A AB B BC C	5,48 2,64 1,83 1,07	4,3 4,3 4,4 4,4 4,4	2,7 8,0 9,6 1,4 7,3	27,5 25,0 25,5 26,9 29,5	
Čiernica typická (nivná) S-6-RS Žíp Phaeozem S-6-RS Žíp	Ap A AC ACG	3,57 1,24 1,43 0,77	6,8 6,8 7,2 7,2	29,6 45,3 51,2 45,7	23,8 19,5 16,1 15,8	M, I, (K) M, I, (K) M, I, (K) M, I, (K)
Fluvizem glejová S-20-RS Rim. Seč Fluvi-eutric S-20-RS Rim. Seč	A ACG ACG CG	2,39 0,93 1,57 1,09	5,9 5,9 5,6 6,5	17,8 27,2 30,1 20,7	36,3 32,5 23,9 32,0	M, I, (K) M, I, (K)  M, I, (K)

Poznámka: Ostatné subtypy pôd sú charakterizované sondami nachádzajúcimi sa mimo popisovaného územia.

Remark: Other soil subtypes are characterized by sounds out of the area described.

sa vyskytujú aj jemné frakcie prevažne primárnych karbonátov, ale na spodných častiach svahov sa vyskytujú aj ich sekundárne formy. Pôdna reakcia je preto neutrálna až slabo alkalická (6,8—7,2 pH/KCl). Asociáciu ílových minerálov tvorí buď illit-chlorit (montmorillonit, kaolinit), ale na miestach, kde sú na povrchu vápencov zachytené aj zvyšky rubefikovaných pôd, ktoré sú v tomto území častejšie, ju tvorí kaolinit-illit, resp. chlorit. Plytký profil týchto pôd je hlinitý, s nízkou objemovou hmotnosťou (okolo  $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ ), s relatívne vysokou pórovitosťou (56 %) a dobrou priepustnosťou. *Rendziny kambizemné* (rendziny hnedé). Lokalizované sú tie prvky reliéfu, v ktorých pri denudačných procesoch prevláda akumulácia silikátových rezíduí karbonátových hornín, resp. rôznych autochtónnych, hlinitých sedimentov. Ich profil tvorí relatívne svetlejší humusový horizont a brubifikovaný horizont B, v ktorých sa nevyskytujú jemné, ale iba hrubé úlomky karbonátových hornín. Preto ich pôdna reakcia je slabo kyslá (5,5—6,5 pH/KCl) a v opisovanom území sú plošne veľmi málo zastúpeným subtypom. Na obdobných prvkoch reliéfu sú omnoho častejšie *rendziny rubefikované* (rendziny terrae calcis), ktoré majú podobnú stavbu profilu ako predchádzajúce, teda aj s výskytom hrubých úlomkov karbonátového skeletu, hoci ich horizont B a B—C tvoria červeno až hnedočerveno sfarbené autochtónne alebo resedimentované reliktné produkty rubefikácie. Sprevádzané sú vždy aj fenoménmi translokácie ílu vo forme kutanov na stenách pórov a štruktúrnych agregátov (argilitový — rubefikovaný horizont Bt). V mikromorfologických dimenziách je však viditeľná aj výrazná deštrukcia kutanov, čo svedčí jednak o transporte materiálu týchto horizontov (soliflukcia, eróznno-akumulačné procesy) a jednak o pôsobení mrazu v periglaciálnych podmienkach. V horizonte A rubefikovaných rendzín je mineralogicky i mikromorfologicky dokázateľná výraznejšia prímies cudzorodého materiálu. Asociáciu ílových minerálov tvorí prevažne illit—kaolinit, v bazálnej časti profilu s prímiesou goethitu a hematitu. Zrnitostne sú tieto pôdy ílovito-hlinité až ílovité, s objemovou hmotnosťou 1,2 až  $1,3 \text{ g.cm}^{-3}$  a s relatívne nižšou celkovou pórovitosťou (52 %) a nižšou priepustnosťou vody. Relatívne nízky pomer  $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$  (1,2 až 1,5), prítomnosť (aj keď deštruovaných) kutanov, asociácia ílových minerálov a nízky obsah prachových častíc dokazujú, že horizonty B a B—C sú pozostatkami pôvodných fersialitných pôd subtropických alebo tropických oblastí so striedavo vlhkou a suchou klímou.

Na hruboklastických hlbokých delúviách — dejekčných kuželoch, lemujúcich najmä strmé svahy dolín juhozápadných okrajov Slovenského krasu sa vyskytujú *rendziny sutinové* s podobnými vlastnosťami ako rendziny typické, ale s veľmi hlbokým profilom a hlbokým prienikom humusového horizontu. Sú dobre priepustné s veľkou pórovitosťou.

*Pararendziny* (pararendziny). Viazané sú na navetrané karbonátové siltovce a ílovce, vystupujúce na povrch v Rimavskej kotline a v západnej a severnej časti Cerovej vrchoviny. V tejto časti územia sú pararendziny hlinité, ílovito-hlinité a miestami až ílovité. V strednej a južnej časti Cerovej vrchoviny sú tieto pôdy prevažne piesčito-hlinité až hlinito-piesčité. Rozdielnou zrnitosťou sú v podstate určené aj ich ostatné fyzikálne vlastnosti. Ťažšie varianty sú najmä v horizonte A—C menej priepustné, s celkovou pórovitosťou asi 47 %, zatiaľ čo piesčité horizonty sú dobre priepustné. Profil pararendzín je jednoduchý a tvorí ho svetlosivý mollikový humusový horizont s 1,5—2 % humusu, pod ktorým sú rozpadnuté siltovce, resp. pieskovce (horizont C). V horizonte C sa často vyskytujú sekundárne novotvary  $\text{CaCO}_3$  buď vo forme bielych žiliek — pseudomycélií, alebo mäkkých granúl. Karbonáty sú prítomné v celom profile týchto pôd, následkom čoho je pôdna reakcia slabo alkalická (7—7,4 pH/KCl).

Pararendziny a rendziny sa vyskytujú v mozaike s pôdami typu hnedozemí na nekarbonátových deluviálnych sprašových hlinách. Veľká časť týchto pôd je erodovaná, pričom pôdne profily najviac erodovaných hnedozemí sú blízke pararendzinám kombizemným (pod humusovým horizontom A je niekoľko centimetrov hrubý hnedý horizont B, pod ktorým je horizont C — karbonátový piesčitý alebo prachovitý rozpad neogénnych sedimentov). Pri uplatňovaní genetického hľadiska ich však musíme považovať za rôzne hrubé erózne trosky hnedozemí. V ílovitej frakcii prevláda asociácia montmorillonit — illit, s prímiesou chloritu.

*Černozeme* (černozeme). Už sme spomenuli, že tieto pôdy sa v opisovanom území v zonálnej forme nevyskytujú, okrem iného aj pre absenciu väčších areálov typických spraší. Černozeme Rimavskej kotliny majú v recentnom pôdnom pokryve malé zastúpenie. Vyskytujú sa väčšinou na sprašových hlinách, pokrývajúcej würmské a riské terasy Slanej (Včelince, Šafárikovo, Behynce, Chanava, Rumince), Gortvy (Jesenské) a v malých areáloch na terasách Blhu (Uzovská Panica, Rokytník) a Rimavy (východne od Janíc). Vo všetkých prípadoch ide o pôdy so zreteľnými znakmi hydromorfizmu (hrdzavé a hrdzavočierne FeMn škvrny v hĺbke 60—90 cm od povrchu). Aj melioračná drenáž v ich najväčšej lokalite (Šafárikovo—Včelince—Kerepes) svedčí o tom, že tieto pôdy boli ešte donedávna

výraznejšie prevlhčené, najmä v blízkosti úpätia Gemerskej pahorkatiny, kde sú dodnes zvyšky mikrodepresii so zamokrenými pôdami. Na základe recentného hydromorfizmu sú všetky černoze tohto územia klasifikované ako černoze čiernicové (lužné). Tieto pôdy majú 0,5—0,8 m hrubý tmavosivý (molický) humusový horizont A s obsahom humusu asi 2,1 %. Pod horizontom A má väčšina týchto pôd oglejený horizont B s menej výraznými kutanickými povlakmi ílu po stenách pórov a štruktúrnych agregátoch (argillikový horizont). Majú slabokyslú až neutrálnu reakciu (6,0—6,5 pH/KC1), len miestami, v hĺbke pod 1,5 m, kde sa vyskytujú karbonáty, je reakcia slabo alkalická. Karbonáty sú väčšinou primárne a najčastejšie ide o proluviálne hlinito-piesčité sedimenty, transportované z karbonátových neogénnych siltovcov okolitých pahorkatín. Zrnitostne sú černoze hlinité až ílovito-hlinité pôdy, s nižšou pórovitosťou, ktorá mierne klesá smerom k horizontu C (43 až 40 %), a zníženu priepustnosťou. Na hranách niektorých terás, ktoré boli v dôsledku depresnej krivky podzemnej vody najsuchšie, vyskytujú sa v úzkom páse aj typické černoze, so žilkami — pseudomycéliami sekundárnych karbonátov v spodnej časti horizontu A a v substráte.

*Hnedozeme* (hnedozeme) sa v opisovanom území vyskytujú v dvoch variantoch (podľa pôdotvorného substrátu), ktoré určujú najmä ich odlišné fyzikálne vlastnosti. Typické hnedozeme sa na opisovanom území temer nevyskytujú, okrem nepatrných lokalít na hranách riečnych terás v južnej časti Rimavskej kotliny, na ktorých sú spraše. Absolútne väčšinu tohto typu reprezentujú *hnedozeme luvizemné* (hnedozeme illimerizované) charakteristické tenkým 0,3 m svetlohnedým (ochrickým) humusovým horizontom A obsahujúcim asi 2 % humusu, pod ktorým je výrazný argillikový horizont B hnedej až hnedočervenej farby s povlakmi ílu po stenách pórov a štruktúrnych agregátov. Horizont B je u normálnych profilov hrubý až 2 m a viac. Jeho substrátom sú prevažne polynenetické až sprašové hliny. V Cerovej vrchovine na západ od Chrámca, ktorá je budovaná miocénnymi pieskovicami, sú tieto hliny a opisovaný subtyp hnedozemí prevažne zrnitostne ľahšie — piesčito-hlinité a miestami až hlinito-piesčité. V dolných častiach svahov tejto časti Cerovej vrchoviny, ale najmä vo vyššom pahorkatinovom stupni Rimavskej kotliny, vo východnej časti Cerovej vrchoviny a na Gemerskej pahorkatine sú tieto substráty a pôdy hlinité až ílovito-hlinité. Zrnitostne ľahšia varieta hnedozemí luvizemných je omnoho priepustnejšia s celkovou pórovitosťou asi 57 %, zatiaľ čo zrnitostne ťažšia varieta má relatívne omnoho nižšiu priepustnosť s pórovitosťou 43 %, ktorej hodnota smerom dolu ešte klesá. Zrnitostne ťažšia varieta týchto pôd je najmä na konkávných častiach svahov výrazne oglejená (výskyt hrdzavých škvŕn a Fe Mn konkrécií v horizonte B) a z klasifikačného hľadiska je blízka hnedozemiam pseudoglejovým, zrnitostne ľahká varieta je zase blízka hnedozemiam arenickým.

Hnedozeme luvizemné majú v celom profile slabokyslú pôdnu reakciu, ktorá sa smerom dolu blíži k neutrálnej (5,4—6,5 pH/KC1). Asociáciu minerálov ílovej frakcie tvorí prevažne illit a montmorillonit, s prímiesou kaolinitu, pričom zastúpenie montmorillonitu smerom dolu obvykle stúpa a illitu klesá. V spodných častiach profilu niektorých pôd s výraznejším vplyvom hydromorfizmu (paleohydromorfizmu) je prítomný aj goethit a lepidokrokit.

Veľká časť hnedozemí tohto územia je v rôznej miere erodovaná a ich humusový horizont vznikol pôsobením biologických faktorov a kultiváciou na rôzne hrubých zvyškoch horizontov B, ktoré sa mozaikovite striedajú s lokalitami s úplne odstránenými sprašovými hlinami, kde na povrch vystupujú karbonátové neogénne sedimenty, na ktorých vznikli pararendziny a regozeme.

*Luvizeme* (illimerizované pôdy) a *pseudogleje* (pseudogleje). Tieto dva typy pôdy, vyskytujúce sa v opisovanom území, sú vo väčšine prípadov vlastnosťami i genézou blízke, preto ich charakterizujeme spoločne. Spoločným znakom je pseudoglejový efekt, ktorý je výsledkom predovšetkým veľmi rozdielného zrnitostného zloženia pôdneho profilu. Zatiaľ čo vrchná časť (humusový a eluviálny horizont, A + E) sú priepustné s objemovou hmotnosťou od 1,4—1,5 g.cm<sup>-3</sup> a pórovitosťou 45 %, v horizonte B, resp. C dosahuje objemová hmotnosť hodnoty asi 1,6 g.cm<sup>-3</sup> a pórovitosť len 40 %. Horizonty A + E majú veľké zastúpenie frakcií prachu (60 % a viac) a malé zastúpenie ílu (asi 16 %), zatiaľ čo v horizontoch B + C klesá obsah prachu (45—55 %) a relatívne výrazne stúpa obsah ílovej frakcie (asi 25 %). V týchto podmienkach profilovej stavby dochádza vo vlhkých obdobiach k dočasnému prevlhčeniu vrchnej časti pôd s redukčnými procesmi, ktoré sú v suchých obdobiach vystriedané oxidačnými procesmi až výrazným vysychaním. Luvizeme a prevažná časť pseudoglejových pôd sa vyskytujú len na rovinatých častiach reliéfu so spomaleným odtokom povrchovej vody, kde sa pseudoglejový efekt prejavuje najvýraznejšie. V opisovanom území sa nachádzajú najmä na povrchu riečnych terás, t. j. na nižšom terasovom stupni Rimavskej kotliny (gemerské terasy), alebo na rovinatých častiach a úpätiach svahov s deluviálnymi hlinami podobného zrnitostného zloženia a stratigrafie, ako je uvedené vyššie. Pôdotvorným substrátom sú vždy nekarbonátové a v tejto oblasti kyslé až veľmi kyslé sprašoidné alebo

im podobné hliny (pH/KCl sa pohybuje od 5,5—4,0), len v horizonte A je vplyvom kultivácie reakcia menej kyslá. Všetky podtypy týchto pôd majú nízky obsah humusu (1,5—2 %) v tenkom svetloplavom (ochrickom) horizonte. Výrazným morfológickým znakom je prítomnosť eluviálneho (vybieleného) horizontu a najmä jeho aj makroskopicky výrazný jazykový prienik po puklinách do luvického horizontu B, resp. oglejeného horizontu Cg, väčšinou do hĺbok aj pod 2 m od porchu. V horizontálnom reze cez horizont B alebo C týchto pôd tvoria pukliny polygonálnu sieť. Hĺbka ich výskytu, tvar a morfológia sú považované aj za výsledok podogenézy v periglaciálnych podmienkach. Uvedenými fenoménmi sa tieto pôdy zreteľne odlišujú od hnedozemí. Plošne prevládajúcim podtypom sú *luvizeme pseudoglejové* (illimerizované pôdy oglejené), ktoré sú okrem vyššie uvedených podogenetických fenoménov charakteristické výraznými povlakmi hnedého ílu po stenách štruktúrnych agregátov a pórov. Asociáciu minerálov v ílovitej frakcii tvorí podobne ako u hnedozemí illit a montmorillonit, ale na tomto území je charakteristické väčšie zastúpenie kaolinitu, najmä v spodných častiach profilu, kde sa vyskytujú štrkovito-ílovité sedimenty riečnych terás alebo poltárskeho súvrstvia. Plošne veľmi málo zastúpené, ale z geogenetického hľadiska významné sú *luvizeme rubefikované* vyskytujúce sa lokálne na hlbokých podsvahových delúviách dolín Slovenského rudohoria (Ploské). Okrem všetkých fenoménov luvizemí majú charakteristické výrazne červené sfarbenie horizontu B, B/C, nízky pomer  $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$  s asociáciou minerálov v ílovitej frakcii, ktorú tvorí illit, chlorit a kaolinit.

Z pôdneho typu pseudoglejov sa v tomto území vyskytujú *pseudogleje typické*, ktoré sú lokalizované v terénnych depresiách na terasách a úpätiach svahov a dve geneticky i vlastnosťami veľmi odlišné formy. Prvou z nich sú *pseudogleje s fosílnym humusovým horizontom*. Tieto pôdy sú v stredoeurópskych podmienkach skutočným „pedologickým exotom“. Vyskytujú sa vo veľkých areáloch v depresiách (tab. XI, obr. 1) na sprašových hlinách pokrývajúcich mindelské a riské terasy Blhu, Rimavy a Slanej (s. od Orávky a Rimavskej Seče po Bátku, j. od Bottova, od Čížu po Cakov a jv. od Krála). Ich profil (tab. XI, obr. 2) tvorí 0,3 m svetlý (ochrikový) humusový horizont, pod ktorým je vybielený oglejený aluviálny horizont a v hĺbke pod 0,5—0,6 m čierny pochovaný humusový horizont hrubý 0,3—0,7 m, so svetlým jazykovým prenikom materiálu z horizontu E. Obsah humusu je v tomto pochovanom horizonte od 0,6—1 %. Ostatné chemické a fyzikálne vlastnosti sú zhodné s vyššie uvedenými vlastnosťami opisovaných typov. Asociáciu minerálov ílovitej frakcie tvorí illit a kaolinit s rovnomerným zastúpením v celom profile. Zaujímavý je vek humusu fosílného horizontu, datovaný pomocou  $^{14}\text{C}$ , ako „predpokladaný priemerný čas pretrvávania — AMRT“, ktorý je  $7358 \pm 95$  rokov. Pretože takto zistený vek humusu je vplyvom kontaminácie „omladzovania“ uhlíka z neskorších období v skutočnosti starší, podľa korekčných metód rôznych autorov (in O. A. ČIČAGOVÁ 1985) 2 až 2,4-násobne, môžeme predpokladať, že tieto horizonty vznikli koncom neskorého würmu aj s následným prekrytím tenkými eolickými sprašovými hlinami (materiál horizontu, A + E). Túto hypotézu potvrdzuje aj ich jazykový prenik do fosílného humusového horizontu, čo je fenomén prisudzovaný periglaciálnym podmienkam.

Pretože zrnitostne výrazne odlišný materiál horizontu A + E sa kontinuálne vyskytuje na všetkých podtypoch a formách luvizemí a pseudoglejov, dá sa predpokladať, že horizont B a C týchto pôd je v základe predholocénneho veku.

Druhou pomerne odlišnou formou sú *pseudogleje pelosolové* (J. HRAŠKO et al. 1973, R. ŠÁLY 1978), ktoré sa vyskytujú na ílovito-štrkových sedimentoch poltárskeho súvrstvia. Tá časť, ktorá je prekrytá výrazne prachovitými hlinami (horizont A + E) vykazuje výrazný pseudoglejový efekt, pretože podložné sedimenty (horizont Cg) majú omnoho nižšiu priepustnosť. Fenomény oglejenia v horizontoch C sú však prevažne reliktné (fenomény horniny sedimentujúcej vo vodnom prostredí). Na svahoch, kde je horizont A + E odstránený eróziou, je ich zaradenie v klasifikácii pôd ČSSR problematické (erodované pseudogleje pelosolové?). V rámci tejto formy sú tiež dosť časté resedimentované rubefikované horizonty (resp. profily).

*Kambizeme* (hnedé pôdy) sa v opisovanom území vyskytujú len v s. časti, na delúviách silikátových hornín Slovenského rudohoria a Pokoradzkej a Blžskej tabule. Zrnitostne sú stredne ťažké so stredným až veľkým obsahom štrku a rôznou hrúbkou profilu. Ich profil tvorí horizont svetlých farieb (A), pod ktorým je horizont brunifikácie, bez výraznejších povlakov ílu (B) a horizont C. Tvorí ich niekoľko podtypov a foriem, z ktorých najrozšírenejšie sú *kambizeme nasýtené* (hnedé pôdy nasýtené) so slabou kyslou pôdnou reakciou a nasýtením sorpčného komplexu bázickými kationmi nad 50 % a *kambizeme kyslé* (hnedé pôdy kyslé) s kyslou reakciou a nasýtením pod 50 %. Hnedé pôdy oboch podtypov majú obsah humusu 2,5—3 %, sú pomerne dobre priepustné s pórovitosťou asi 47 %. Výskyt prvých z nich je viazaný na zvetraliny aglomerátov neovulkanitov a triasových bridlic a druhý na



zvetraliny ostatných kyslejších hornín Slovenského rudohoria. Aj v rámci týchto pôd sa vyskytujú buď celé profily, alebo horizonty z reliktného rubefikovaného materiálu.

*Čiernice* (čiernice, v staršom označení aj lužné pôdy). Sú to pôdy s tmavosivým (molickým) humusovým horizontom s obsahom humusu 2,6—3,1 %, zreteľne semihydromorfného až hydromorfného (paleohydromorfného) pôvodu, ktoré sa vyskytujú buď na fluviálnych sedimentoch riečnych nív, najčastejšie v okrajových depresiách, alebo, čo je tiež zvláštnosťou tohto územia, na delúviách na svahoch lemujúcich j. časť Pokoradzskej tabule (Nižná Pokoradz, Zacharovce). Tieto pôdy majú neutrálnu pôdnu reakciu a v spodnej časti profilu obsahujú často karbonáty. Asociáciu ílových minerálov tvorí montmorillonit, illit, a kaolinit, ktorého zastúpenie smerom dolu stúpa. Zrnitostne sú ílovito-hlinité, ojedinele až ílovité. Podľa vertikálnej stavby pôdneho pokryvu holocénnych riečnych nív ich považujeme za najstaršie pôdy týchto geomorfologických jednotiek.

*Fluvizeme* (nivné pôdy). Ide o pôdy holocénnych nív vodných tokov so svetlým humusovým horizontom. V opisovanom území majú väčšinou výrazné znaky glejových procesov — *fluvizeme glejové*. Zrnitostne sú stredne ťažké, niekde (napríklad v nive Blhu) aj ťažké. Majú slabo kyslú až neutrálnu reakciu 0,3—0,4 m hrubý humusový horizont s 2,5—3 % humusu.\*

---

\*V staršej literatúre sa niekedy uvádza výskyt zasolených pôd v nive Slanej a Rimavy. Poznnamenávame, že ani jedna z jednotiek pôdneho pokryvu nív týchto riek nemá ani náznak vplyvu procesov zasolenia.

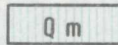
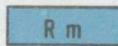
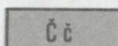
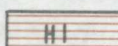
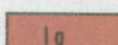
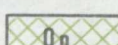
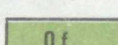
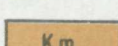
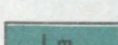
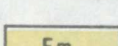
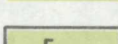
# MAPA RECENTNÉHO PÓDNEHO POKRYVU RIMAVSKEJ KOTLINY

Zostavil: V. Linkeš

Vyhotovil: A. Šúbert

## VYSVETLIVKY

### PÓDNE ASOCIÁCIE

- |    |   |   |
|----|---|---|
| 1  |    | - pararendziny, typické, lokálne regozeme a hnedozeme luvizemné |
| 2  |    | - rendziny rubifikované, lokálne luvizeme rubifikované          |
| 3  |   | - černozeme čiernicové  |
| 4  |  | - hnedozeme luvizemné, lokálne pararendziny                     |
| 5  |  | - luvizeme pseudoglejové, lokálne pseudogleje                   |
| 6  |  | - pseudogleje pelosolové  |
| 7  |  | - pseudogleje s fosilným humusovým horizontom                   |
| 8  |  | - kambizeme nasýtené, lokálne rankre                            |
| 9  |  | - čiernice typické  |
| 10 |  | - fluvizeme typické, lokálne gleje                              |
| 11 |  | - fluvizeme glejové, lokálne gleje                              |
- r ZRNITOSŤ: - ľahká  
 s - stredne ťažká  
 f - ťažká



Tematický obsah © VCPÚ - Ústav pôdozvedectva a výživy rastlín, Bratislava 1987  
 Topografický obsah © Slovenský úrad geodézie a kartografie, Bratislava 1981

Vydanie povolené rozhodnutím SÚGK č. 3-252/1988.

# SWAHOVÉ DEFORMÁCIE RIMAVSKEJ KOTLINY

I. MODLITBA — V. JÁNOVÁ

Rimavská kotlina na rozdiel od iných vnútrokarpatských kotlín, napr. Liptovskej, Žiarskej, Žilinskej a pod. je charakteristická relatívne malým výskytom svahových deformácií. Ich výskyt je sústredený hlavne v severnej časti kotliny (Blžská a Pokoradzská tabuľa), ktorá je budovaná neovulkanitmi pokoradzského súvrstvia (obr. 35, 36).

V oblasti kotlinovej pahorkatiny, ktorá z hľadiska morfológie povrchu terénu vytvára zdanlivo vhodné podmienky pre vznik svahových deformácií, je ich výskyt sporadický. Nachádza sa tu len veľmi malý počet deformácií menších plošných rozmerov a predpokladáme, že i malého hĺbkového dosahu. Príčinu tejto anomálie je treba hľadať hlavne v inžinierskogeologických vlastnostiach neogénnych a kvartérnych hornín, ktoré vykazujú pomerne vysoké parametre šmykovej pevnosti, v hydrogeologických pomeroch, v neotektonickom vývoji a v neposlednom rade i v klimatických pomeroch, ktoré sú pre túto oblasť typické, menším úhrnom zrážok a väčším výparom, ako v iných kotlinách.

## *Zhodnotenie podmienok vývoja svahových deformácií*

### Klimatické podmienky

Podľa Atlasu SSR (1980) a údajov Hydrometeorologického ústavu v Bratislave z pozorovacích staníc na území kotliny možno Rimavskú kotlinu charakterizovať ako teplú oblasť, mierne suchú, s chladnou zimou. Priemerné mesačné úhrny zrážok v mm za obdobie rokov 1931—1960 sú uvedené v tabuľke 29.

Priemerný ročný úhrn zrážok (640 mm) v porovnaní s oblasťami s intenzívnym vývojom zosuvných procesov patrí medzi najnižšie.

Napr. západná časť Liptovskej kotliny dosahuje ročný priemerný úhrn 762 mm, Oravská kotlina 821 mm a pod. Oblasť Rimavskej kotliny je v ročných priemerných úhrnoch deficitná na vlahu. Klimatický ukazovateľ zavlaženia, ktorý je rozdielom medzi potenciálnym výparom a úhrnom zrážok, vykazuje deficit 200—300 mm za rok. V iných oblastiach s intenzívnym vývojom svahových deformácií je hodnota klimatického ukazovateľa záporná, t. j. výpar je menší ako zrážky (Atlas SSR, 1980).

Z uvedeného krátkeho prehľadu vyplýva, že klimatické podmienky, malé zrážky a intenzívny výpar zabrahujú, resp. nepodporujú vývoj svahových deformácií v Rimavskej kotline.

### Geomorfologické podmienky

Centrálna a južná časť Rimavskej kotliny má vďaka eróznodenudačnej a akumuláčnej činnosti vodných tokov, predovšetkým Rimavy, Turca, Blhu a Slanej, čiastočne rovinatý i pahorkatinový reliéf. Z riečnych nív sa pozvoľne dvíhajú mierne svahy so sklonom v priemere 9—11° (maximálne dosahujú asi 15°) s nehlbokými eróznymi ryhami. Strmšie svahy majú len niektoré terasové stupne riek Rimavy a Slanej, ktoré v priemere dosahujú sklon asi 17—20°. Ak globálne hodnotíme tieto morfológické pomery z hľadiska výskytu svahových deformácií, možno ich označiť celkovo ako málo vhodné, až nevhodné v daných geologických a hydrogeologických podmienkach.

V iných podmienkach, t. j. pri častejšom výskyte vložiek ilovitých hornín a kolektorov podzemných vôd, museli by sme pripustiť ich určujúci význam pre intenzívny vývoj svahových deformácií.

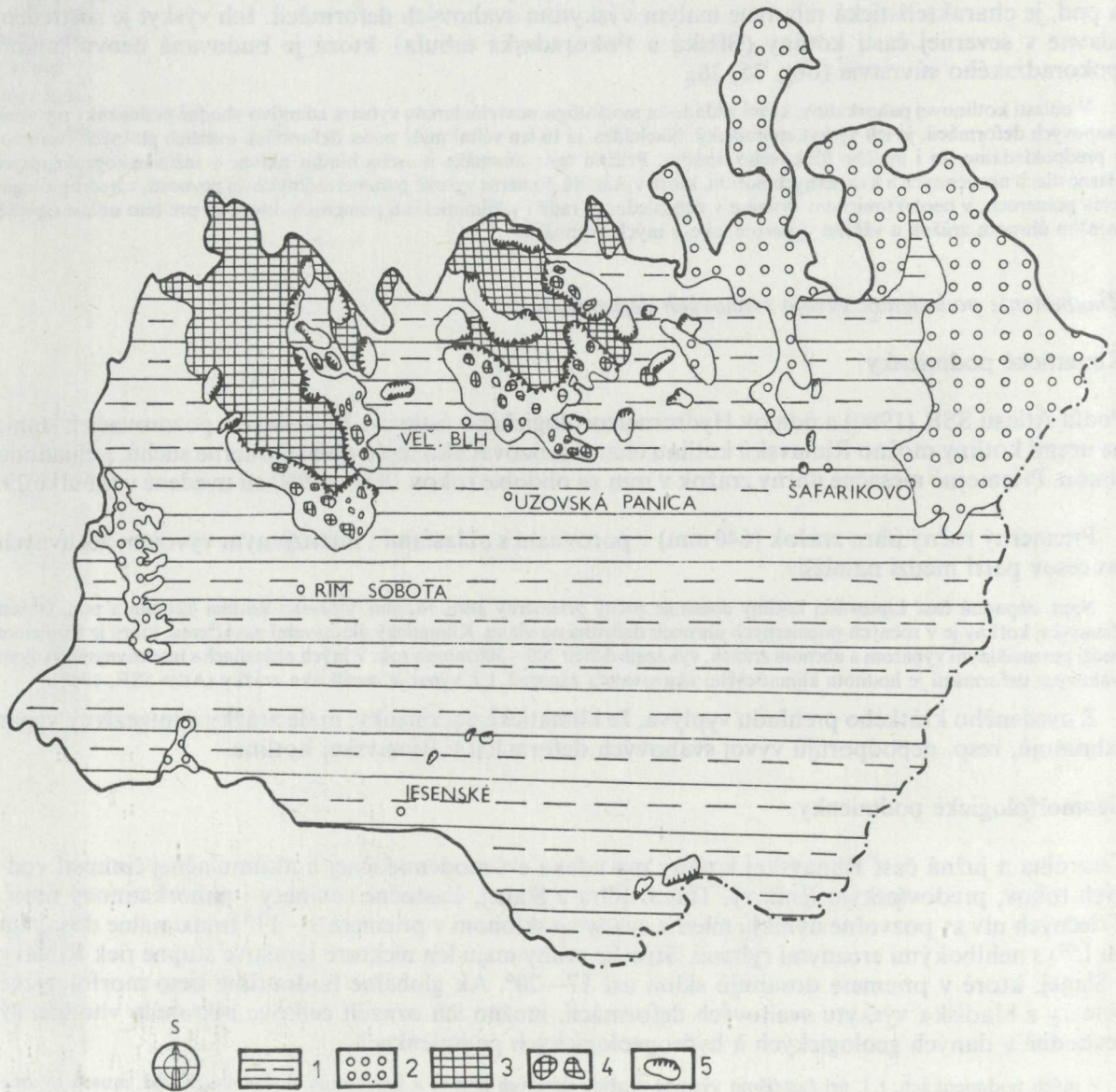
V severnej časti Rimavskej kotliny je morfológia územia podstatne odlišnejšia. Neovulkanity tu tvoria rozčlenenú náhornú plošinu so strmými svahmi s relatívnou výškou 100—150 m. V okrajových častiach sú rozpadnuté na množstvo väčších a menších blokov, ktoré „skĺzli“ po plastickom podloží. Bloky tvoria výrazné terénne vyvýšeniny so strmými svahmi. Jednotlivé bloky sú od seba oddelené pomerne výraznými a hlbokými depresiami, často bezodtokovými, v ktorých sa tvoria jazierka a mokřiny. Vo vulkanickom komplexe je terajší reliéf produktom nielen erózie a denudácie, ale aj starších

gravitačných pohybov, z ktorých mnohé sú už ustálené, no niektoré, hlavne zosuvného typu, sú ešte i teraz aktívne a dotvárajú celkovú morfológiu územia.

### Hydrogeologické podmienky

V oblasti Rimavskej kotliny existujú viaceré hydrogeologické štruktúry, ktoré možno považovať za vhodné pre vznik svahových deformácií.

V lučenskom súvrství vzniká takáto štruktúra pri striedaní piesčitých a ilovitejších polôh, t.j. pri striedaní priepustnejších a nepriepustnejších hornín. Na báze priepustnejších vložiek sa vytvárajú zvodnené horizonty, ktoré sú z hydrogeologického hľadiska často bezvýznamné. Avšak významne



Obr. 35 Mapa svahových deformácií Rimavskej kotliny 1 : 200 000 (Zostavila V. JÁNOVÁ)

1 — piesčité sliene, ílovce, pieskovce (šliry), eger, 2 — štrky, íly, piesky (poltárske súvrstvie), pont, 3 — blokové rozpadliny vulkanoklastík pyroxenických andezitov — pokoradzské súvrstvie, báden—sarmat, 4 — blokové polia, 5 — zosuny

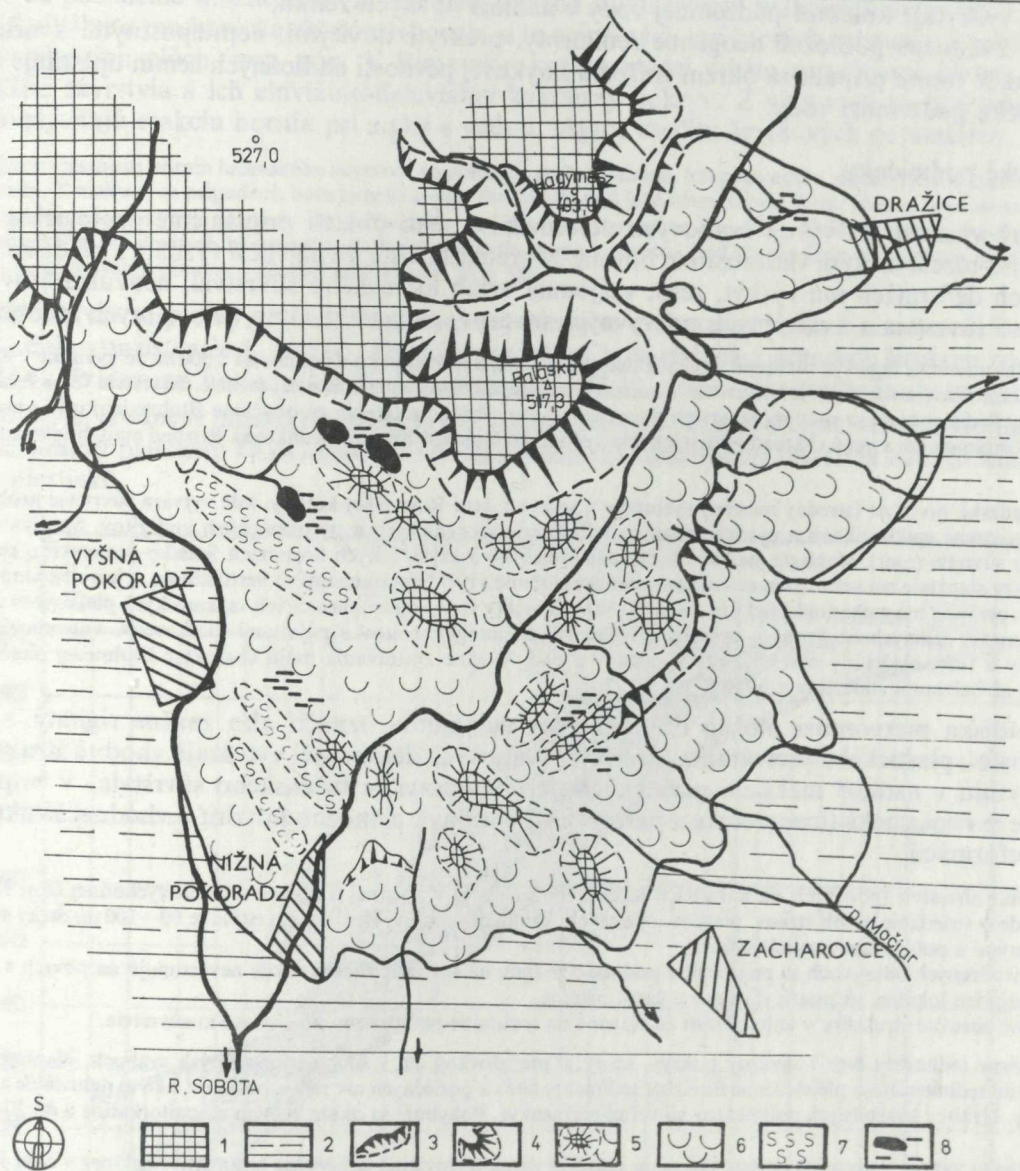
Fig. 35 Map of slope deformations of the Rimavská kotlina (depression)

1 — sandy marls claystones, sandstones (schlieren), Lučenec Fm., Egerian; 2 — gravels, clays, sands (Poltár Fm.). Pontian; 3 — blocks of volcanoclastics pyroxene andesites (Pokoradz Fm.), Badenien—Sarmatian; 4 — block fields; 5 — landslides

Tabuľka 29 Priemerný mesačný úhrn zrážok v mm za obdobie 1931–1960 (zrážkomerná stanica Rimavská Sobota, podľa HMÚ v Bratislave)

Table 29 Average monthly total precipitations in mm for the period from 1931 to 1960 (Precipitation-recording station in Rimavská Sobota, according to HMÚ Bratislava)

Mesiac Month	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Spolu Total
Celkové zrážky Total precipitations	34	32	32	38	72	84	78	71	47	44	64	44	640



Obr. 36 Mapa svahových deformácií južnej časti Pokoradzskej tabule 1 : 25 000 (Zostavila V. JÁNOVÁ)

1 — vulkanoklastiká pyroxenických andezitov, báden—sarmat, 2 — piesčité sliene, ilovce, pieskovce (šlíry), eger, 3 — hlavné odlučné hrany, 4 — blokové rozpadliny, 5 — blokové polia, 6 — hlinitokamenité zosúvajúce sa delúviá, 7 — predpokladané vytlačenie podložných lučenských vrstiev, 8 — mokrade, jazierka

Fig. 36 Map of slope deformations in S part of Pokoradz plateau 1 : 25 000 (by V. JÁNOVÁ)

1 — pyroxene andesite volcanoclastics (Pokoradz Fm.), Badenian—Sarmatian; 2 — sandy marls, claystones, sandstones (schlieren), Lučenec Fm., Egerian; 3 — main scarps; 4 — blocks; 5 — block fields; 6 — sliding loamy-stony deluvia, 7 — presumable bulding of underlying Lučenec Fm.; 8 — fens, lakes

zvyšujú vlhkosť podložných ílovitých hornín, ktoré dôsledkom toho majú nižšiu šmykovú pevnosť. Podobná štruktúra sa vyskytuje i v poltárskom a lučenskom súvrství.

Medzi hydrogeologické štruktúry vhodné pre vývoj svahových deformácií môžeme zaradiť i pokoradzské súvrstvie tvorené vulkanickými horninami, spravidla značne rozvolnenými podľa vertikálnych systémov puklín v nadloží málo alebo až priepustných hornín lučenského súvrstvia. Podzemné vody sa sústreďujú v puklinách vulkanických hornín a na povrchu lučenského súvrstvia, ktoré opäť prevlhčením stráca svoje pôvodné mechanické vlastnosti. Z hľadiska vývoja svahových deformácií sa tieto štruktúry uplatňujú hlavne na okraji Blžskej a Pokoradzskej tabule, ktoré sú budované vulkanickými horninami.

V kvartérnych sedimentoch sa vytvárajú vhodné hydrogeologické štruktúry, najmä ak:

- sa vyskytuje kolektor podzemnej vody v nadloží ílovitých zemín,
- sú zvodnené podložné neogénne sedimenty, prekryté ílovitými, nepriepustnými kvartérnymi zeminami. V tomto prípade sa okrem zníženia šmykovej pevnosti nadložných zemín uplatňuje i vztlaková zložka podzemnej vody.

### Geologické podmienky

Podstatný význam pri vývoji svahových deformácií v tejto oblasti pripisujeme geologickej stavbe a fyzikálno-mechanickým vlastnostiam hornín. Je preukázateľné, že najväčší význam z hľadiska vývoja svahových deformácií má výskyt, resp. vzájomný vzťah lučenského súvrstvia, neovulkanitov pokoradzského súvrstvia a kvartérnych pokryvných útvarov, najmä eluviálno-deluviálnych sedimentov.

Lučenské súvrstvie (eger) je rozšírené v celej Rimavskej kotline a jeho hrúbka dosahuje až 1 000 m. Je vyvinuté v monotónnom striedaní siltov a rozpadavých siltovcov s kolísavým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie. Súvrstvie je uložené takmer vodorovne. Sedimenty majú sivú, modrosivú a sivozelenú farbu. V zóne zvetrania sú obyčajne žltohnedej farby s hrdzavými, limonitovými šmuhami a majú charakter ílovitých hĺn s obsahom úlomkov ílovcov a konkrécií. Rozpad majú bridličnato-lastúrnatý.

Pokoradzské súvrstvie (stredný miocén) vystupuje v severnej časti Rimavskej kotliny, kde vytvára súvrstvie hrubé 100 až 200 m. Je tvorené epiklastikami a pyroklastikami amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov. Spočíva sčasti na lučenskom súvrství (eger), sčasti na mezozoických, paleozoických a kryštalických horninách Spišsko-gemerského rudohoria. Pokoradzské súvrstvie má veľmi premenlivé petrografické zloženie s rýchlymi zmenami vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Absolútnu prevahu má vulkanoklastický materiál — bazálne vrstvy vo vývoji epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov, vrstvy jemných až hrubých epiklastik vulkanických konglomerátov s polohami pieskovcov, vulkanické brekcie, aglomeráty a tufy, uloženiny pyroklastických prúdov a pod. V zóne zvetrania majú charakter žltohnedej piesčitej hliny s valúnni až balvanmi andezitov a tuftov.

Z hľadiska pretvorenia možno celý komplex vulkanitov označiť ako značne rigidný, s malou schopnosťou plastického pretvárania. Pre vývoj svahových deformácií vytvárajú vhodnú štruktúru, ak sa vyskytujú v nadloží mäkkších, plastických hornín, spravidla lučenského súvrstvia. V prípade, že podložie je neplastické (mezozoické a paleozoické horniny), nemožno hovoriť o vhodnej štruktúre pre vznik deformácií.

Poltárske súvrstvie (pont) leží na horninách lučenského súvrstvia v severnej a hlavne v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny. Ide o striedanie polôh štrkov, pieskov a pestrých, kaolinických ílov. Hrúbka súvrstvia je 60—100 m. Štrky sú tvorené opracovanými a polopracovanými valúnni.

Na prirodzených odkryvoch sa prejavujú v podobe rozsypov na svahoch. Piesky nikde nevystupujú na povrch a íly, ktoré sa vyskytujú len lokálne, sú pestro sfarbené a často piesčité.

Vhodné zosuvné štruktúry v tejto oblasti sú viazané na rozhranie poltárskeho a lučenského súvrstvia.

Kvartérne sedimenty tvoria výrazný pokryv, ktorý je prerušovaný len v silne exponovaných svahoch. Najrozšírenejšími kvartérnymi sedimentmi sú pleistocénne fluviálne sedimenty terás a poriečnych nív riek a potokov, ako aj deluviálne a eluviálne sedimenty. Hrúbky kvartérnych sedimentov sú veľmi premenlivé. Pohybujú sa okolo 1—4 m na pahorkatine a do 20—25 m na terasách.

Z hľadiska vývoja svahových deformácií majú najväčší význam eluviálno-deluviálne sedimenty. Takmer v celej Rimavskej kotline majú charakter ílovitých a ílovito-piesčitých hĺn. Sú rozšírené hlavne na svahoch kotlinovej pahorkatiny. Zvyčajne sú tuhé až pevnej konzistencie s premenlivým obsahom úlomkov. Na deluviálne sedimenty sú viazané veľké zosuvy, predovšetkým na strmších svahoch bočných dolín, napr. pri obci Polina, Rašice a pod.

V severnej časti územia sú bohato zastúpené hlinito-kamenité delúviá. Ide o zosuvné hmoty okrajových častí vulkanického komplexu. Delúviá sú tvorené zahlinenými, chaoticky roztrúsenými ostrohrannými a zvetranými úlomkami až balvanmi hornín neovulkanitov s polohami červenohnedých hĺn. Ich hrúbka je 1—5 m, sú spravidla často postihnuté svahovými deformáciami typu zosúvania.

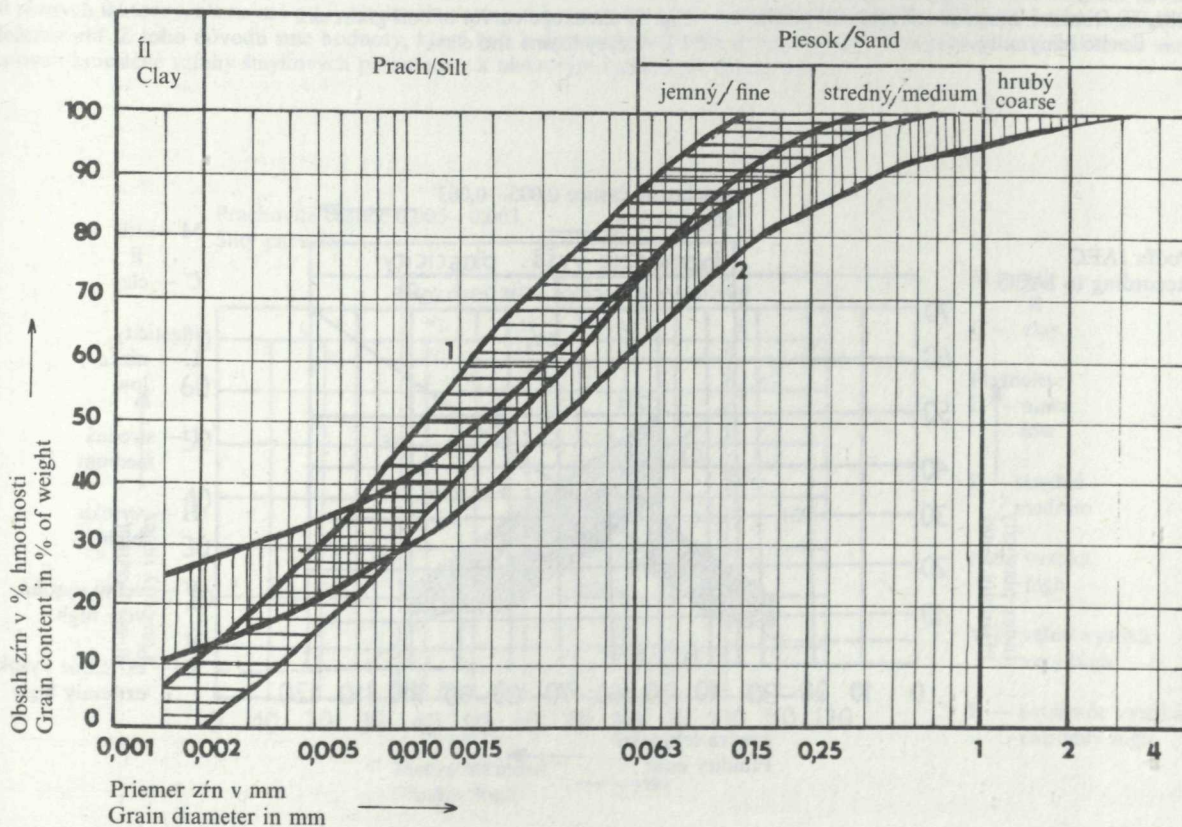
Ako vyplýva z tektonickej stavby územia, Rimavská kotlina je značne porušená zlomovým systémom smeru SV—JZ a SZ—JV. Touto sústavou zlomov je kotlina rozčlenená na kryhy, pri ktorých sa predpokladajú výzdvihové alebo poklesové vertikálne pohyby. V niektorých vnútrokarpatských kotlinách, ako napr. v Žilinskej, Žiarskej a pod. sú významné tektonické línie spravidla sprevádzané zväčšeným výskytom rozsiahlych svahových deformácií. V Rimavskej kotline takáto súvislosť zatiaľ nebola dokázaná. Predpokladáme, že v severnej časti Rimavskej kotliny, v oblasti výskytu neovulkanitov, pleistocénne vertikálne pohyby mali dôležitú úlohu pri vývoji blokových deformácií.

### Fyzikálne a mechanické vlastnosti

Z hľadiska posúdenia možností a zhodnotenia daného stavu vývoja svahových deformácií je nutné poznať fyzikálne a mechanické vlastnosti hornín, a to najmä tých, pri ktorých existujú predpoklady pre vznik šmykových plôch, resp. zón. V Rimavskej kotline medzi takéto zaradujeme hlavne horniny lučenského súvrstvia a ich eluviálno-deluviálny kvartérny pokryv. Z vlastností sú rozhodujúce tie, ktoré ovplyvňujú reakciu hornín pri styku s vodou, hlavne kvalitu šmykových parametrov.

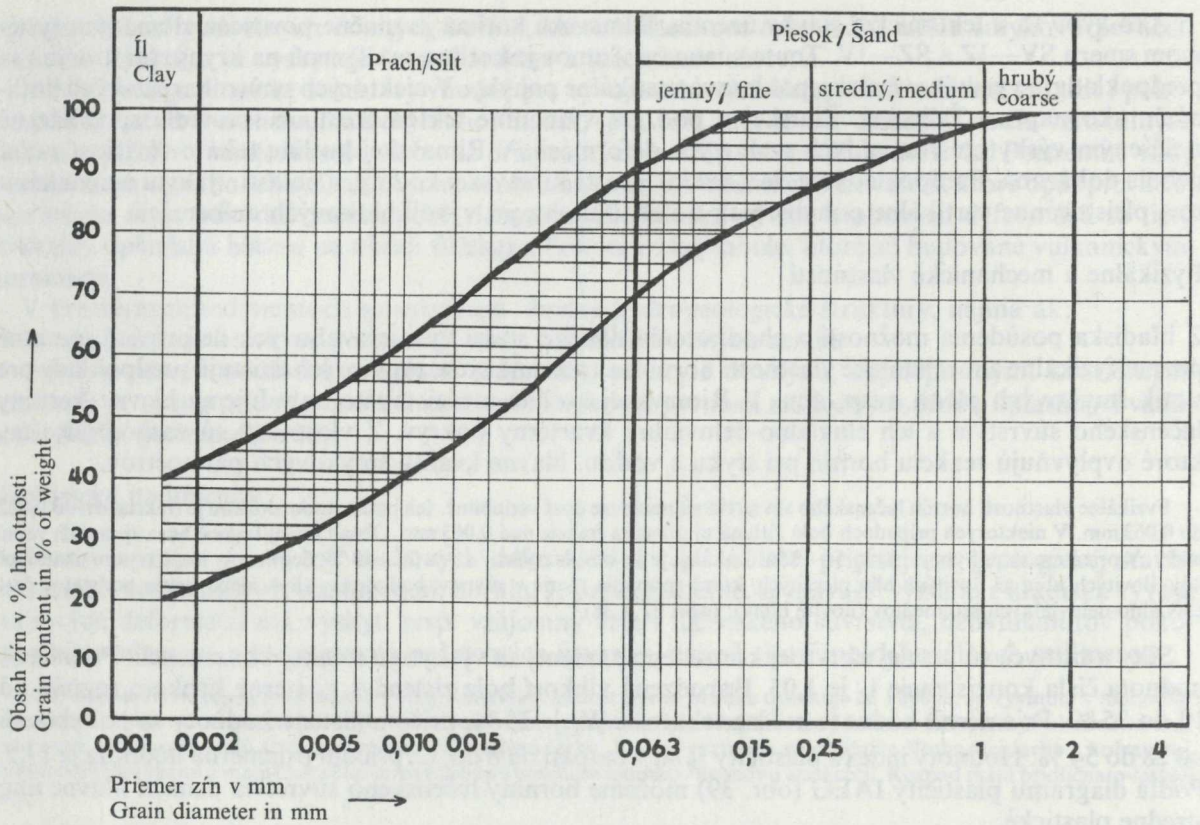
Fyzikálne vlastnosti hornín lučenského súvrstvia sú pomerne dosť variabilné. Ich podstatnou zložkou je frakcia zŕn od 0,002 do 0,063 mm. V niektorých prípadoch bola zistená aj prevaha frakcie nad 0,063 mm. Obsah ílovej frakcie býva spravidla veľmi nízky. V priemere sa pohybuje okolo 5—10 %. Lokálne je jej obsah zvýšený až na 20—40 %. Sedimenty majú potom charakter ílov, ílovitých hĺn, až ílovitých hĺn piesčitých, ktoré spravidla tvoria v súvrství buď vložky (íly), alebo tvoria podstatnú časť eluviálno-deluviálnych sedimentov (ílovité hliny); (obr. 37 a 38).

Silty a siltovce sú pevnej až tvrdej konzistencie; menej sa vyskytujú v tuhej konzistencii. Priemerná hodnota čísla konzistencie  $I_c$  je 1,05. Prírodná vlhkosť bola zistená v pomerne širokom rozpätí od 10 do 35 %. Priemerná hodnota medze tekutosti  $W_L$  je 35 %, pričom zistené hodnoty sa pohybovali od 28 do 54 %. Hodnoty indexu plasticity  $I_p$  sú v rozpätí od 8 do 32, pričom priemerná hodnota je 17,5. Podľa diagramu plasticity IAEG (obr. 39) môžeme horniny lučenského súvrstvia označiť hlavne ako stredne plastické.



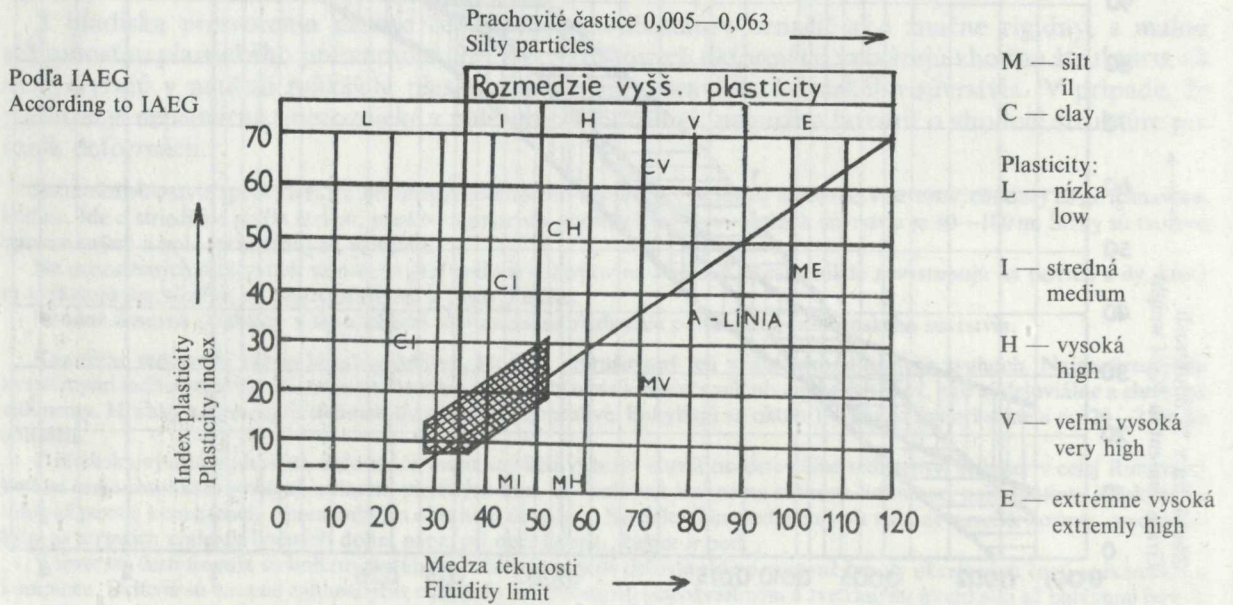
Obr. 37 Obalové čiary kriviek zrnitosti zemín  
1 — lučenské súvrstvie (silty), 2 — piesčité hliny

Fig. 37 Envelope curves of soil grain size  
1 — Lučenec Formation (silty), 2 — sandy loams



Obr. 38 Obalové čiary kriviek zrnitosti zemín  
1 — ílovité hliny a íly

Fig. 38 Envelope curves of soil grain size  
1 — clayey loams and clays



Obr. 39 Diagram plasticity hornín lučenského súvrstvia (silty)

Fig. 39 Plasticity diagram of the Lučenec Formation rocks (silts)

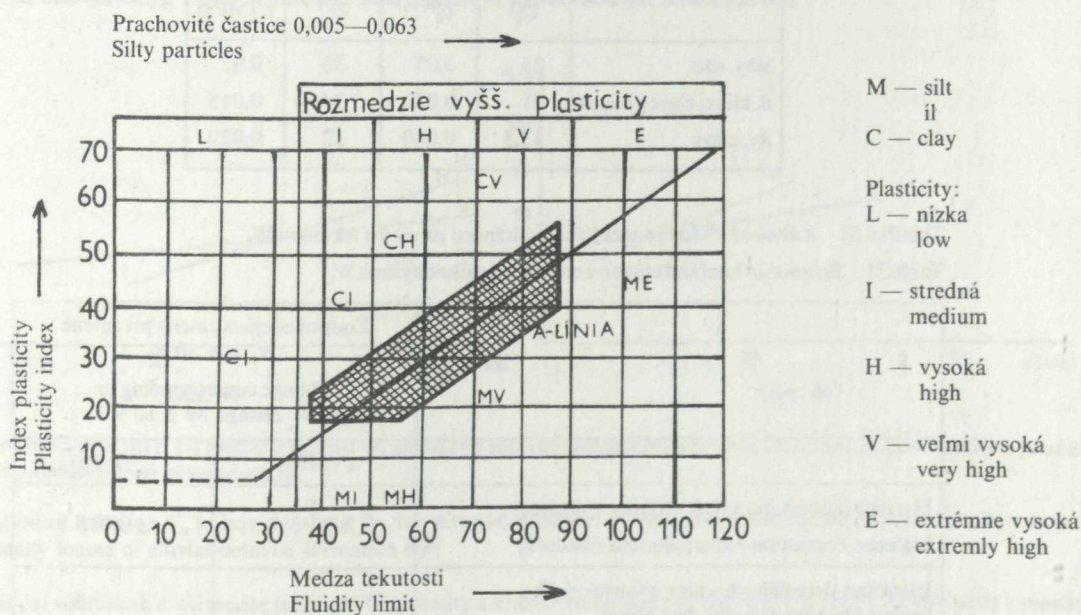


Plasticita súdržných zemín, charakterizovaná medzou tekutosti  $W_L$ , plasticity  $W_p$  a indexom plasticity  $I_p$  je spravidla daná tým, že hornina obsahuje buď väčšie množstvo máloplastických alebo menšie množstvo vysokoplastických ílovitých minerálov. Na základe analýzy hodnôt aktivity ílovitých zemín podľa Skemptona  $A_i$  sme zistili, že hodnoty  $A_i$  sa v priemere pohybujú okolo 3,5, čo možno pre daný obsah ílovej frakcie považovať za veľmi vysokú hodnotu. Uvedená priemerná hodnota ílovej aktivity zemín  $A_i$  je charakteristická pre horniny s obsahom prevažne Ca — Na montmorillonitu.

Íly, ílovité hliny a ílovité hliny piesčité v lučenskom súvrství, sú typické tuhou až pevnou konzistenciou. Priemerná hodnota čísla konzistencie  $I_C$  je 0,93. Hodnota medze tekutosti  $W_L$  sa pohybuje okolo 56 %, pričom hodnoty sú rozptýlené v rozmedzí od 37 do 87 %. Hodnoty indexu plasticity  $I_p$  sú väčšinou sústredené okolo priemeru  $\bar{x} = 32$ , v rozmedzí od 19 do 58. Podľa diagramu plasticity IAEG, možno tieto horniny označiť ako vysokoplastické až veľmi vysokoplastické, ojedinele i stredne plastické (obr. 40). Ílovitá aktivita týchto hornín je nižšia ako u siltov a siltovcov. Hodnota  $A_i$  sa pohybuje v rozmedzí od 0,8 do 1,6, čo je typické pre horniny s obsahom illitu a Ca montmorillonitu. Môžeme teda konštatovať, že íly a ílovité hliny ako aj ílovité hliny piesčité obsahujú síce pomerne väčšie množstvo ílovej frakcie, avšak aktivita ich ílových minerálov je o niečo nižšia ako u siltov a siltovcov. Vzhľadom na to, že reakcia ílovitých minerálov skupiny illitu a montmorillonitu pri styku s vodou je podobná, môžeme predpokladať, že popisované horniny budú objemovo nestále a málo rozbiedavé, pričom u ílov a ílovitých hĺn sa tieto vlastnosti prejavujú podstatne výraznejšie ako u siltov a siltovcov. Sily a siltovce možno označiť ako relatívne inertné na styk s vodou. Polohy ílov a ílovitých hĺn sú preto aj menej odolné voči procesom zvetrávania.

Na základe matematicko-štatistickej analýzy bolo overené, že sily a siltovce sa vyznačujú pomerne vysokými hodnotami parametrov šmykovej pevnosti, čo je pravdepodobne jeden z rozhodujúcich činiteľov malého výskytu svahových deformácií v lučenskom súvrství. Štatisticky vypočítané priemerné hodnoty totálnych a efektívnych uhlov vnútorného trenia a súdržnosti pre horniny lučenského súvrstvia sú uvedené v tabuľke 30.

Uvedené parametre šmykovej pevnosti reprezentujú priemerné hodnoty s pomerne širokým rozpätím. Toto rozpätie závisí od rôznych faktorov, ale najmä od fyzikálnych vlastností hornín, ako napr. zrnitosti, plasticity, konzistencie, mineralogického zloženia atď. Z toho dôvodu sme hodnoty, ktoré boli k dispozícii podrobili aj matematicko-štatistickej analýze, ktorou sme zisťovali korelačné vzťahy šmykových parametrov k niektorým fyzikálnym vlastnostiam.



Obr. 40 Diagram plasticity ílov, ílovitých hĺn, piesčitých hĺn

Fig. 40 Plasticity diagram of clays, clayey, loams, sandy loams

Na obrázku 41a je znázornená závislosť totálneho uhla vnútorného trenia od medze tekutosti pre lučenské súvrstvie (silty a siltovce — N) a íly, ílovité a piesčité hliny (eluviálno-deluviálny pokryv — Q). Pre horniny lučenského súvrstvia je táto závislosť najtesnejšie vyjadrená lineárnou funkciou, definovanou rovnicou

$$y = 81,3 - 81,4x$$

pri tesnosti korelácie  $r = 0,9$ . Podľa tejto rovnice platí, že s klesajúcou hodnotou medze tekutosti narastá hodnota totálneho uhla vnútorného trenia a to asi v pomere 10 : 6,8 t. j. pri poklese medze tekutosti o 10 % zvýši sa hodnota totálneho uhla vnútorného trenia o 6,8° ( $\text{tg}\varphi = 0,12$ ). Pre íly, ílovité a piesčité hliny uvedený vzťah najtesnejšie definuje mocninová rovnica. Hodnota uhla  $\varphi_u$  s klesajúcou hodnotou medze tekutosti narastá veľmi pomaly — maximálne o hodnotu 1,14° ( $\text{tg}\varphi = 0,02$ ), pri poklese medze tekutosti o 10 % (pomer 10 : 1,14). Pre  $W_L < 45\%$  má táto závislosť takmer priamkový priebeh, pričom hodnota uhla vnútorného trenia narastá pomerne rýchlo aj pri malých zmenách medze tekutosti. Pre daný rozsah hodnôt medze tekutosti je pomer  $W_L : \varphi_u$  rovný asi 1 : 1. Je samozrejmé, že tieto závislosti platia len pre priemernú hodnotu prirodzenej vlhkosti hornín ako aj pre priemerné hodnoty iných fyzikálnych vlastností, ktoré majú vplyv na kvalitu hodnôt totálnych šmykových parametrov.

Na obrázku 41b je znázornená závislosť efektívneho uhla vnútorného trenia na medzi tekutosti pre to isté súvrstvie hornín. Daný vzťah pre silty a siltovce (N) najtesnejšie charakterizuje mocninová závislosť a pre íly, ílovité a piesčité hliny (Q) lineárna závislosť. Opäť platí, že s poklesom hodnoty medze tekutosti narastajú hodnoty efektívneho uhla vnútorného trenia. Vzájomný pomer medze tekutosti a uhla vnútorného trenia je v rozmedzí 10 : 5 až 14 ( $\varphi'$  narastá o 5—14° pri znížení  $W_L$  o 10 %) a pre lineárnu závislosť 10 : 6,8 ( $\varphi'$  narastá o 6,8° pri znížení  $W_L$  o 10 %).

Pre tieto súbory hornín bol analyzovaný i vzťah medzi medzou tekutosti  $W_L$  a efektívnou, resp. totálnou súdržnosťou  $c$  (obr. 43, 44). Pri oboch súboroch hornín platí medzi uvedenými vlastnosťami lineárna závislosť, ktorá vyjadruje úmerné zvyšovanie hodnoty súdržnosti  $c$  s nárastom medze tekutosti  $W_L$ . Pre totálnu súdržnosť  $c_u$  hornín súboru lučenského súvrstvia (silty a siltovce), vyjadruje najtesnejšie túto závislosť rovnica:

$$y = 1,2 + 631x$$

pri tesnosti korelačného vzťahu

$$r = 0,87$$

Pre eluviálno-deluviálne horniny a ílovité vložky v lučenskom súvrství (t. j. ílovité a piesčité hliny a íly) môžeme túto závislosť vyjadriť rovnicou

$$y = 33 + 160x$$

avšak pri pomerne nižšej korelačnej tesnosti ( $r = 0,49$ ), (obr. 9). Ak meníme medzu tekutosti  $W_L$  o 10 %, menia sa hodnoty súdržnosti  $c$  podľa hodnôt uvedených v tabuľke 31.

Priebeh korelácií oboch vlastností znázornených na obr. 44 dokazuje, že závislosť efektívnej súdržnosti  $c'$  na medzi tekutosti je výraznejšia pre ílovité horniny eluviálno-deluviálneho pokryvu lučenského súvrstvia a naopak, závislosť totálnej súdržnosti  $c_u$  je výraznejšia pre silty lučenského súvrstvia. Podobná závislosť šmykových parametrov bola overená pre vybrané súbory hornín od indexu plasticity a je znázornená na obr. 42a, b, 45 a 46.

Tabuľka 30 Priemerné hodnoty parametrov šmykovej pevnosti hornín lučenského súvrstvia

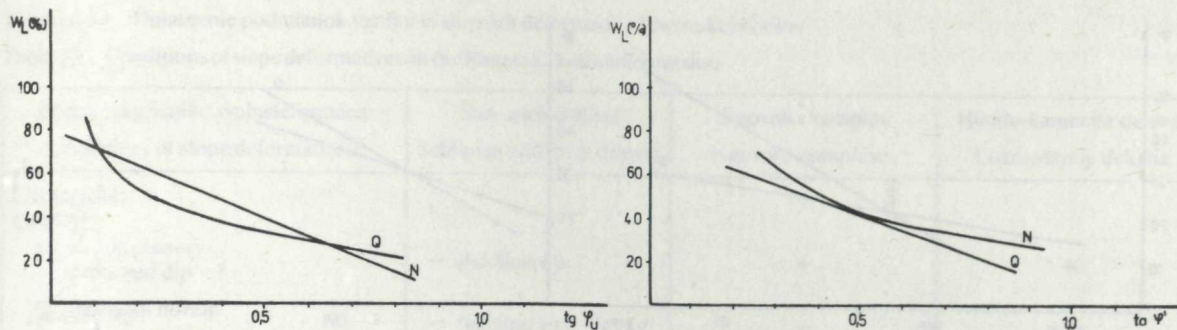
Table 30 Mean values of shear strength parameters of the Lučenec Formation rocks

	$\varphi_u(^{\circ})$	$c_u(\text{MPa})$	$\varphi(^{\circ})$	$c(\text{MPa})$
silty, silts	25	0,05	35	0,02
íl. hliny, clayey loams	21	0,053	24	0,015
íly, clays	13,5	0,060	22	0,020

Tabuľka 31 Závislosť totálnej a efektívnej súdržnosti na medzi tekutosti  $W_L$

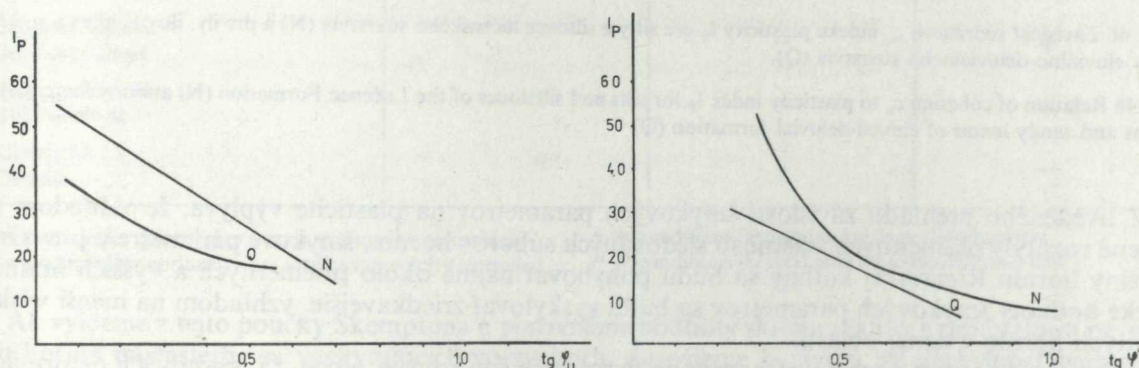
Table 31 Relation of total and effective coherence to fluidity limit  $W_L$

	Zodpovedajúca zmena pri zmene $W_L$ o $\pm 10\%$ Change corresponding to $W_L$ change by $\pm 10\%$	
	$c(\text{MPa})$	$c_u(\text{MPa})$
Horniny lučenského súvrstvia (silty a siltovce) Lučenec Formation rocks (silts and siltstones)	$\pm 0,03$	$\pm 0,015$
Eluviálno-deluviálne horniny a ílovité vložky lučenského súvrstvia (íly, ílov. hliny) Eluvial-deluvial rocks and clayey intercalations of the Lučenec Formation (clays, clayey loams)	$\pm 0,013$	$\pm 0,045$



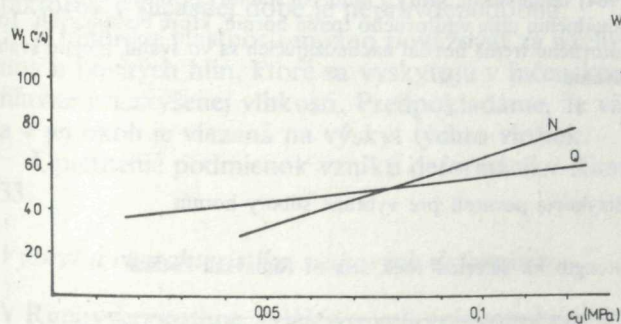
Obr. 41 Závislosť tg uhla vnútorného trenia  $\phi$  u (a) a  $\phi'$  (b) od medze tekutosti  $W_L$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q).

Fig. 41 Relation of tg angle of internal friction  $\phi$  u (a) and  $\phi'$  (b) to liquidity limit  $W_L$  for silts and siltstones of the Lučenec Formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)



Obr. 42 Závislosť tg uhla vnútorného trenia  $\phi$  u (a) a  $\phi'$  (b) od čísla plasticity  $I_p$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q)

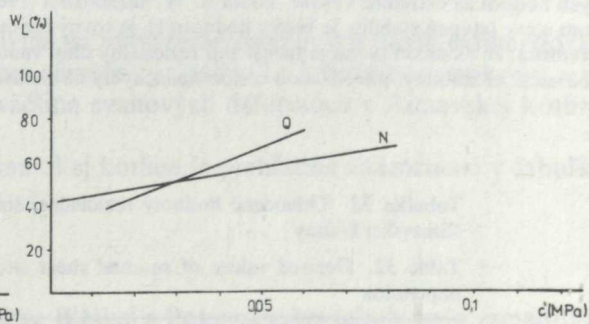
Fig. 42 Relation of tg angle internal friction  $\phi$  u (a) and  $\phi'$  (b) to plasticity index  $I_p$  for silts and siltstones of the Lučenec Formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)



Obr. 43

Obr. 43 Závislosť súdržnosti  $c_u$  od medze tekutosti  $W_L$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q).

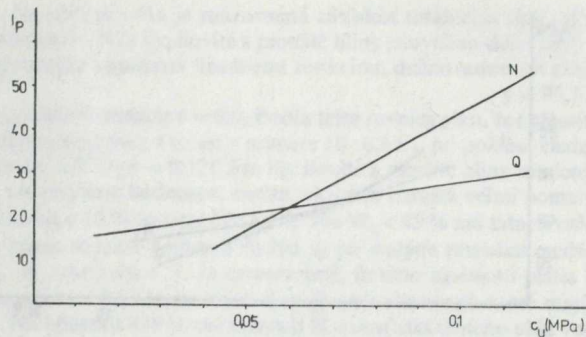
Fig. 43 Relation of cohesion  $C_u$  to liquidity limit  $W_L$  for silts and siltstones of the Lučenec formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)



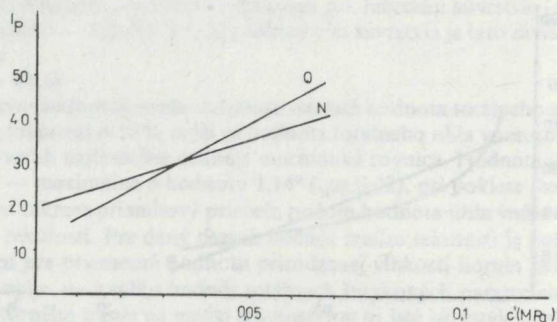
Obr. 44

Obr. 44 Závislosť súdržnosti  $c'$  od medze tekutosti  $W_L$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q).

Fig. 44 Relation of cohesion  $c'$  to liquidity limit  $W_L$  for silts and siltstones of the Lučenec Formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)



Obr. 45



Obr. 46

Obr. 45 Závislosť súdržnosti  $c'$  od indexu plasticity  $I_p$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q).

Fig. 45 Relation of cohesion  $c'$  to plasticity index  $I_p$  for silts and siltstones of the Lučenec Formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)

Obr. 46 Závislosť súdržnosti  $c_u$  indexu plasticity  $I_p$  pre silty a siltovce lučenského súvrstvia (N) a pre íly, ílovité hliny a piesčité hliny eluviálno-deluviálneho súvrstvia (Q).

Fig. 46 Relation of cohesion  $c_u$  to plasticity index  $I_p$  for silts and siltstones of the Lučenec Formation (N) and for clays, clayey loams and sandy loams of eluvial-deluvial formation (Q)

Z uvedeného prehľadu závislosti šmykových parametrov na plasticite vyplýva, že vzhľadom na zistené rozptyly plasticitných vlastností sledovaných súborov hornín, šmykové parametre u prevažnej väčšiny hornín Rimavskej kotliny sa budú pohybovať najmä okolo priemerných a vyšších hodnôt. Nízke hodnoty šmykových parametrov sa budú vyskytovať zriedkavejšie, vzhľadom na menší výskyt ílovitých hornín v danej oblasti.

Ak chceme posúdiť náchylnosť hornín na vytváranie šmykových plôch, t.j. svahových deformácií, je dôležité poznať aj ich reziduálne šmykové parametre. Vzhľadom na to, že v oblasti Rimavskej kotliny neboli doposiaľ realizované žiadne skúšky reziduálnej šmykovej pevnosti, ich hodnoty boli odvodené z korelačných vzťahov k číslu plasticity (I. MODLITBA 1972). Odvodené hodnoty reziduálnej šmykovej pevnosti sú uvedené v tabuľke 32.

Uvedené hodnoty parametrov reziduálnej šmykovej pevnosti v tabuľke je treba považovať v rozsahu priemerných a maximálnych hodnôt za extrémne vysoké. Podľa A. W. SKEMPTONA (1964) sklon svahu, ktorý z hľadiska stability približne v rovnovážnom stave (stupeň stability je blízky hodnote 1), je rovný reziduálnemu uhlu vnútorného trenia hornín, ktoré budujú svah. To znamená, že ak sklon svahu je menší ako reziduálny uhol vnútorného trenia hornín nachádzajúcich sa vo svahu, možno svah pokladať za stabilný, prirodzenou cestou nenáchylný na zosúvanie.

Tabuľka 32 Odvodené hodnoty reziduálnej šmykovej pevnosti pre vybrané súbory hornín Rimavskej kotliny

Table 32 Derived values of residual shear strength for selected rock sets of Rimavská kotlina depression

	Číslo plasticity Plasticity No.			R		
	$\bar{x}$	$x_{\min}$	$x_{\max}$	$\bar{x}$	$x_{\min}$	$x_{\max}$
Lučenské súvrstvie (silty) Lučenec Formation (silts)	17,5	8,0	32,2	30°	15,6°	36,8°
Eluviálno-deluviálne sedimenty (ílovité hliny a pod.) Eluvial-deluvial sediments (clayey loams a. o.)	24,0	8,7	38,0	24°	12,9°	37,0°

Tabuľka 33 Uplatnenie podmienok vzniku svahových deformácií v Rimavskej kotline

Table 33 Conditions of slope deformations in the Rimavská kotlina depression

Podmienky vzniku svah. deformácií Conditions of slope deformations	Šlíry a ich delúviá Schlieren and their deluvia	Neovulk. komplex Neovolc. complexes	Hlinito-kamenité delúviá Loamy-stony deluvia
Geologické: Geologic:			
a) úložné pomery strike and dip	- (lokálne +)	+	+
b) vlastnosti hornín rock properties	- (lokálne +)	-	+ -
Tektonické: Tectonic:			
a) tektonické porušenie tectonic disturbance		-	-
b) neotektonický vývoj neotectonic evolution		+	+
Geomorfologické Geomorphologic		-	+
Hydrogeologické Hydrogeologic		+	+
Klimatické Climatic		-	-

+ = podmienky priaznivé pre vznik svahových deformácií  
- = podmienky nepriaznivé pre vznik svahových deformácií

+ = conditions favourable for slope deformations  
- = conditions infavourable for slope deformations

Ak vyjdeme z tejto poučky Skemptona a porovnáme hodnoty sklonu svahov s reziduálnou pevnosťou hornín najčastejšie sa vyskytujúcich vo svahoch, dospejeme k záveru, že náchylnosť svahov na zosúvanie aj z tohto hľadiska bude pomerne malá.

Na základe komplexného zhodnotenia fyzikálnych vlastností a pevností hornín vyskytujúcich sa vo svahoch Rimavskej kotliny a blízkeho okolia možno dospieť k záveru, že v popisovaných súvrstviach nie sú z hľadiska ich vlastností vytvorené podmienky pre vývoj šmykových plôch. V dôsledku pomerne nízkej priemernej vlhkosti zemín, nízkej plasticity, ako aj nepatrného obsahu ílovitej zložky dosahujú šmykové parametre vysoké hodnoty a pravdepodobnosť ich prekročenia pôsobením prirodzených faktorov v súčasnej dobe je nepravdepodobná.

Z hľadiska vlastností možno považovať za náchylné na vytváranie šmykových plôch jedine vložky ílov a ílovitých hĺn, ktoré sa vyskytujú v lučenskom súvrství, prípadne i v kvartérnom pokryve a to hlavne pri zvýšenej vlhkosti. Predpokladáme, že väčšina svahových deformácií v Rimavskej kotline a v jej okolí je viazaná na výskyt týchto vložiek.

Uplatnenie podmienok vzniku deformácií v Rimavskej kotline je prehľadne znázornené v tabuľke 33.

#### Výskyt a charakteristika svahových deformácií

V Rimavskej kotline, zvlášť vo vulkanickom komplexe Blžskej a Pokoradzskej tabule bolo zaevidovaných 40 svahových deformácií o celkovej ploche asi 54,2 km<sup>2</sup>. Väčšina je sústredená na okrajové časti vulkanitov, pričom sú vo veľkej miere deformované aj svahy v ich predpolí, tvorené lučenským súvrstvím. V ostatnej časti kotliny je výskyt svahových deformácií len sporadický, hlboko pod priemerom v porovnaní s inými vnútrokarpatskými kotlinami. Početnosť výskytu svahových deformácií a ich plošný rozsah je číselne vyjadrený v tabuľke 34.

#### Blžská a Pokoradzská tabuľa

Svahové deformácie v tejto oblasti zaberajú viac ako 57 % plochy.\* Tento enormný výskyt svahových deformácií je podmienený v prvom rade geologickou stavbou, fyzikálno-mechanickými vlastnosťami podložných hornín, hydrogeologickými pomermi a pravdepodobne i tektonikou.

Tabuľka 34 Výskyt svahových deformácií v Rimavskej kotline  
 Table 34 Slope deformation in the Rimavská kotlina depression

	Plocha územia v km <sup>2</sup> Area in sqkm	Počet svahových deformácií Numer of slope deformations	Plocha svah. def. v km <sup>2</sup> Area of slope deformation in sqkm	Postihnutá plocha v % Area affected in %
Lučenské súvrstvie Lučenec Formation	756	7	0,9	0,12
Vulkanický komplex Volcanic complex	92	33*	53,3	57,9
Poltárske súvrstvie* Poltár Formation	148	—	—	—
Celé územie Entire area	996	40	54,2	5,4

Poznámka: \* zahrnuté sú aj deformácie na rozhraní vulkanického komplexu s lučenským súvrstvom

Remark: \* deformations on the contact between the volcanic complex and the Lučenec Formation are also included

Horniny tejto oblasti, t.j. vulkanity pokoradzského súvrstvia v nadloží neogénnych súdržných hornín lučenského súvrstvia vytvárajú typickú zosuvnú štruktúru, ktorú poznáme aj z iných oblastí Karpát, napr. okraje pohoria Vtáčnik, Kremnických vrchov a pod.

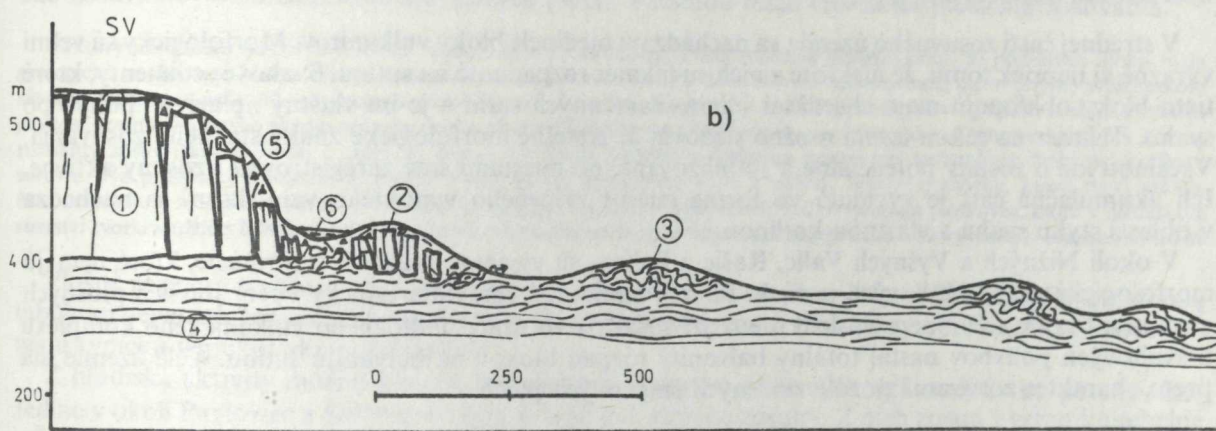
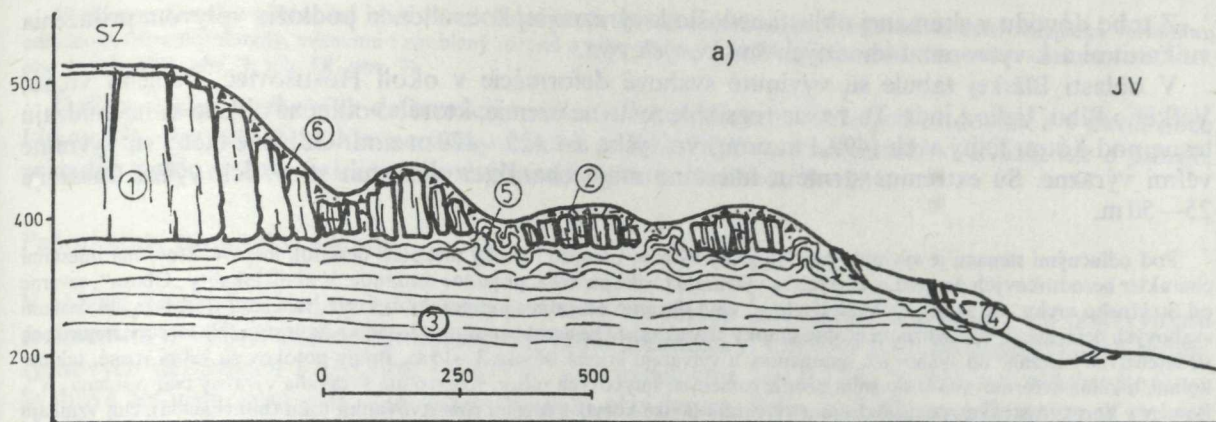
Uložením vulkanického súvrstvia na mäkkších a plastickejších sedimentoch lučenského súvrstvia sa zásadne zmenili pomery napätosti v podloží vulkanitov (príťaženie), v dôsledku čoho sa začalo lučenské súvrstvie pomerne intenzívne konsolidovať.

Vychádzajúc z charakteru príťaženia a nerovnorodosti nadložných i podložných hornín, konsolidácia podložia, a teda i sadanie nadložia sa vyvíjali dosť nerovnomerne. Dôsledkom nerovnomerného sadania vytvorili sa v nadložnom vulkanickom súvrství vertikálne systémy trhlin, pozdĺž ktorých došlo k rozčleneniu vulkanitov na bloky. Uplatnením vertikálnych a horizontálnych zložiek napätia v momente prekročenia šmykovej pevnosti hornín lučenského súvrstvia, dali sa jednotlivé bloky do pohybu v smere spádu podložia, resp. v smere výslednice vektorov napätia. Súčasne sa jednotlivé bloky vulkanitov „zabárali“ do podložných hornín, pričom bolo podložie vytlačené do oblastí s nižšou úrovňou vertikálnych napätí, prípadne sa nahrnulo v predpolí blokov. Celkový efekt tohto mechanizmu sa prejavil ako vytlačenie podložia vulkanitov a prehnetenie aktívnej šmykovej zóny. Dá sa predpokladať, že pohyb blokov prebiehal na šmykovej zóne určitej hrúbky, ktorá sa vytvorila v povrchovej zóne podložného lučenského súvrstvia. Vzhľadom na pomerne intenzívne zvyšovanie povrchu terénu v dôsledku uvedeného „vytláčania“ podložia v predpolí blokov vytvorili sa spádové podmienky pre vznik plošných svahových deformácií typu zosúvania viazaných hlavne na pokryvné útvary. Pri ich vzniku sa aktívne uplatnili hydrogeologické podmienky a skutočnosť, že sa znížila šmyková pevnosť hornín v dôsledku prehnetenia. Zdá sa, že niektoré z týchto deformácií sú aktívne i dnes. Schéma vývoja blokovej deformácie v oblasti Pokoradzskej tabule je znázornená na obr. 47.

Je možné predpokladať, že okrem príťaženia podstatnou mierou k vývoju blokových porúch prispeli aj hydrogeologické pomery hlavne sústreďovaním podzemnej vody v povrchových zónach lučenského súvrstvia, čím sa zvyšovala ich vlhkosť. Infiltrácia a hromadenie zrážkových i podzemných vôd v podloží vulkanitov bolo podmienené hlavne vertikálnymi, roztvorenými puklinovými systémami, ktoré vznikli v procese nerovnomerného sadania vulkanického komplexu s ich relatívne nepriepustným podložím, v ktorom vertikálne puklinové systémy končili.

Tento hydrogeologický režim sa uplatňuje i dnes, čo dokazujú výskyt vrstevných prameňov nepatrnej výdatnosti na styku vulkanitov a lučenského súvrstvia.

Medzi ďalšie faktory, ktoré sa pravdepodobne uplatnili pri vývoji týchto blokových porúch, radíme neotektonické vertikálne pohyby, podporujúce vytváranie puklinového systému a zmenu spádových pomerov podložia vulkanitov. Vplyv uvedeného faktora by sme nemali podceňovať, nie je vylúčené, že pôsobí i v súčasnosti a znižuje neustále stabilitu celého komplexu spomínaných hornín.



Obr. 47 Schéma vývoja blokových deformácií v oblasti Pokoradzskej tabule (Zostavila V. Jánová)

a) 1 — blokové rozpady v vulkanickom masíve; 2 — odseparované bloky v blokovej poli; 3 — lučenské súvrstvie; 4 — zosuvy; 5 — vytlačané podložné materiály lučenského súvrstvia; 6 — hlinítokamenité delúvia;

b) 1 — blokové rozpady v vulkanickom masíve; 2 — odseparované bloky v blokovej poli; 3 — predpokladané vytlačanie lučenského súvrstvia; 4 — lučenské súvrstvie; 5 — hlinítokamenité delúvia; 6 — jazierka a mokrade v depresiách

Fig. 47 Scheme of block deformations evolution in area of the Pokoradz plateau (By. Jánová)

a) 1 — blocks in volcanic massif; 2 — detached blocks in blok field; 3 — Lučenec Formation; 4 — landslides; 5 — bulging of underlying materials of the Lučenec Formation; 6 — loamy-stony deluvia;

b) 1 — block disintegration in volcanic massif; 2 — detached blocks in blok field; 3 — presumable bulging of the Lučenec Formation; 5 — loamy-stony deluvia; 6 lakes and fens in depressions

Vlastné vertikálne puklinové systémy sú prejavom najmä ťahových napätí. Výskyt ťahových zón sa sústreďoval po obvodu vulkanického komplexu. Ich prejavy môžeme pozorovať aj v súčasnosti, a to ako veľmi výrazné súvislé depresie, približne rovnobežné s okrajom vulkanitov, často aj s bezodtokovými depresiami vo forme mokradí.

Rýchlosť pohybu jednotlivých blokov nebola pravdepodobne veľká a vzhľadom na charakter pretvorenia podložia, t. j. lučenského súvrstvia tesne pod blokmi vulkanitov, dá sa im prisúdiť „plazi-vý“ charakter. V zmysle klasifikácie A. NEMČOK, J. PAŠEK, J. RYBÁŘ (in A. NEMČOK 1982) môžeme tieto svahové pohyby charakterizovať ako hlbinné „plazenie“ charakteru „blokových pohybov na plastickom podloží“. Svahové deformácie v predpolí blokových pohybov v zmysle uvedenej klasifikácie označujeme ako „zosúvanie pozdĺž zloženej šmykovej plochy“. Ich rýchlosť bola neporovnateľne vyššia ako rýchlosť blokových posunov.

Najväčší výskyt blokových porúch bol zistený na južných, juhozápadných a juhovýchodných svahoch budovaných vulkanickým súvrstvím.

Severná časť je neporušená, keďže vulkanity ležia na skalných horninách Slovenského rudohoria. Vyznačujú sa spravidla vysokou šmykovou pevnosťou, malým pretvorením pôsobiacich napätí, v styku s vodou je degradácia ich vlastností minimálna.

Z toho dôvodu v skúmanej oblasti nedošlo k výraznejšej konsolidácii podložia vplyvom pritaženia vulkanitmi a k vytvoreniu vhodných šmykových zón.

V oblasti Blžskej tabule sú vyvinuté svahové deformácie v okolí Hostišoviec, Teplého vrchu, Veľkého Blhu, Valíc a inde. Tu tvoria rozsiahle zosuvné územie, ktorého odlučné oblasti sa nachádzajú tesne pod kótou Dlhý vrch (499,1 m n.m.) vo výške asi 425—470 m n.m. Odlučné steny sú vyvinuté veľmi výrazne. Sú extrémne strmé a miestami majú charakter skalných stien. Ich výška dosahuje 25—50 m.

Pod odlučnými stenami je vyvinutý morfológicky výrazný „stupeň“ široký niekoľko desiatok metrov, ktorý má miestami charakter bezodtokových depresí, v ktorých sa vytvárajú plytké jazierka, prípadne mokrade. V okolí lokality „Obora“, severne od Strážneho vrchu, ale aj na iných miestach, sú tieto depresie odvodňované potokmi, ktoré pretekajú trasportnými časťami svahových deformácií. V pozdĺžnom profile sú toky charakteristické nerovnomernou eróznou činnosťou. Na viacerých miestach sú intenzívne zarezané do svahových sedimentov a vytvárajú korytá hlboké 3—15 m. Brehy potokov sú veľmi strmé, takmer kolmé, lokálne deformované zosúvaním pozdĺž rotačných šmykových plôch. Koryto má spravidla výrazný tvar písmena „V“. Potoky v hornej časti výrazne meandrujú a vytvárajú plytké korytá s častým rozvetvovaním toku (bifurkáciou), čím vznikajú menšie ostrovy a zamokrené miesta. Predpokladáme, že nerovnomerná erózna činnosť je podmienená nerovnomernými vertikálnymi pohybmi zosuvného územia.

V strednej časti zosuvného územia sa nachádzajú ojedinelé bloky vulkanitov. Morfológicky sú veľmi výrazné aj napriek tomu, že niektoré z nich sú takmer rozpadnuté na sutinu. Svahové sedimenty, ktoré tieto bloky obklopujú majú charakter hlinito-kamenitých sutín a je im vlastný „plazivý“ pohyb po svahu. Takmer na celom území možno sledovať aj zreteľné morfológické znaky staršieho zosúvania. Väčšinou ide o zosuny potenciálne a stabilizované, no miestami sme zaregistrovali i zosuny aktívne. Ich akumulácia je vyvinutá vo forme mierne zvlneného vypuklého valu, ktorý sa nachádza v oblasti styku svahu s vlastnou kotlinou.

V okolí Nižných a Vyšných Valíc, Rašíc a Poliny, sú vyvinuté svahové deformácie, ktoré nemajú morfológické znaky blokových porúch. Povrch terénu má spravidla typický vývoj starších plošných zosunov. Pravdepodobne v dôsledku intenzívneho rozvoľnenia nadložného vulkanického komplexu a svahových pohybov nastal totálny balvanitý rozpad blokov na balvanitú sutinu. Celé územie má preto charakter zosúvania pozdĺž zložených šmykových plôch.

Zosúvajúci sa materiál má charakter deluviálnych a sutinových hlinítokamenitých sedimentov a pravdepodobne zosúvanie zasahuje i povrchové zóny lučenského súvrstvia. Nemožno však vylúčiť, že pod povrchom terénu sa nachádzajú aj ojedinelé bloky vulkanitov, pravdepodobne tiež intenzívne rozvoľnených, ale ich rozmery budú asi menšie ako pri typických blokových poruchách. V tomto prípade môžeme klasifikovať pohyb sedimentov ako plazenie a zosúvanie. Odlučná časť tohto zosuvného územia sa nachádza na úrovni kót „Kopaská“, „Vysoká“, „Pivničník“, „Čerešník“. Je morfológicky zreteľná a tvorí výrazný terénny stupeň. Povrch deformácie je premodelovaný svahovou modeláciou a eróznou činnosťou potokov. Morfológia v trasportnej a akumulácii je zastretá, i keď miestami je možné sledovať lokálne stopy po aktivizovaní pohybu.

V oblasti Pokoradzskej tabule sú svahové deformácie vyvinuté v okolí Vyšnej a Nižnej Pokoradze, Horných Záhorian, Padaroviec a pod. Vulkanický masív západne od obce Dražice je rozpadnutý na bloky, ktoré nejavia známky väčších gravitačných pohybov. V čele týchto blokových rozpadlín sa nachádza rozsiahle zosuvné územie, ktoré má na povrchu stupňovitý charakter. Zdá sa, že v tejto oblasti sa aktivujú najmä vertikálne zložky napätia.

V južnej a juhozápadnej časti Pokoradzskej tabule má svahová deformácia charakter blokového poľa. Odlučná časť sa nachádza po kótou Paláska (517,3 m n.m.), je vysoká 50—80 m a je morfológicky dosť výrazná. Sklon odlučnej steny je veľmi strmý — miestami sa približuje až k 90°.

Väčšiu časť plochy svahovej deformácie tvorí blokové pole. Jednotlivé bloky zaborené do mäkkého podložja lučenského súvrstvia a posunuté vplyvom gravitačných síl po svahu možno v súčasnosti považovať za stabilizované. Majú rôznu veľkosť a nachádzajú sa v rôznom štádiu rozvoľnenia. Medzi odlučnou stenou a blokmi, resp. medzi blokmi sa nachádzajú rôzne hlboké depresie, v ktorých sa za priaznivých hydrogeologických podmienok tvoria plytké jazierka a mokrade. Okrem blokových pohybov možno na svahu pozorovať aj zosúvanie deluviálnych sedimentov.

Ide o staršie, svahovou modeláciou čiastočne zakryté zosuvy, ktoré v súčasnosti nejavajú sice známky aktivity, no musíme ich považovať za potenciálne, t. j. pri väčšom zásahu do ich stability sú schopné sa aktivizovať.

Severovýchodne od obce Vyšná Pokoradz a severne od obce Nižná Pokoradz sa v predpolí blokového poľa nachádzajú výrazné podlhovasté valy s dĺžkou až 80 m a relatívnou výškou 15—20 m. Podľa morfológie by bolo možné považovať ich za súčasť blokového poľa. Pri podrobnejšom mapovaní sme zistili, že tvary sú tvorené horninami lučenského súvrstvia a nesú znaky vytlačania mäkkého podložja.



V odkryve hliniska severne od obce Nižná Pokoradz je možné pozorovať na uvedenom súvrství netypickú vertikálnu odlučnosť, ostroulomkovitý, miestami i zaoblený rozpad a zastretú vrstevnatosť nedefinovateľného smeru a sklonu (tab. VIII, obr. 1; tab. VIII, obr. 2; tab. IX, obr. 2).

Ďalšie výskyty svahových deformácií v oblasti Pokoradzskej tabule boli evidované i v okolí obce Lukovištia. Postihnuté sú hlavne svahy v údolí potoka Papča a jeho prítokov. Zväčša ide o plošné, prípadne prúdové zosuny hlinito-ílovitých sedimentov s hrúbkou 5—25 m.

### Pahorkatiny Rimavskej kotliny

V oblasti Rimavskej kotliny budovanej prevažne horninami lučenského súvrstvia a ich pokryvnými sedimentmi je výskyt svahových deformácií veľmi sporadický. Celkove bolo zaregistrovaných sedem svahových deformácií s plochou 0,917 km<sup>2</sup>, čo predstavuje len 0,12 % z celkovej plochy kotliny. Svahové deformácie sa vyskytujú hlavne v okolí obcí Janice, Belín, Šafárikovo a Pavlovce. V zmysle klasifikácie A. NEMČOK, J. PAŠEK, J. RYBÁŘ (in A. NEMČOK 1982) aj my klasifikujeme tieto deformácie ako zosúvanie podľa zložených šmykových plôch. Väčšinou majú charakter plošného zosúvania.

Faktory ich vzniku nemožno dnes už jednoznačne identifikovať, avšak môžeme predpokladať, že podstatnú úlohu mala geologická stavba, a to hlavne výskyt ílovej nepriepustnej vrstvy buď v deluviálnych sedimentoch, alebo priamo v lučenskom súvrství. Súčasne sa uplatnili aj hydrogeologické pomery — zvodnenie spravidla nadložnej vrstvy ílovej vložky a nízka šmyková pevnosť hornín, v ktorých sa vytvorila šmyková plocha. Západne od obce Šafárikovo, v zemníku miestnej tehelne bol zistený rozsiahly zosuv (tab. IX, obr. 1; tab. X, obr. 1, 2), ktorý vznikol v dôsledku nesprávnej technológie ťažby tehliarskych surovín. Na priloženej fotografii je možné vidieť vývery podzemnej vody z oblasti šmykovej plochy, ktorú tvorí prevlhčená vrstva ílu v lučenskom súvrství. V tomto prípade, ako kolektor podzemnej vody vystupujú pieskovce, ktoré v lučenskom súvrství tvoria vložku s hrúbkou asi 0,5 m. Šmykové plochy majú spravidla zakrivený priebeh a sú vyvinuté v hĺbkach do 10 m.

Plošné rozmery týchto svahových deformácií v porovnaní s deformáciami Blžskej a Pokoradzskej tabule sú nepatrné. Ich odlučné plochy sú zväčša oblúkovité, často však zakryté svahovou modeláciou, majú typickú vypuklú akumuláciu časť.

Z hľadiska aktivity možno klasifikovať väčšinu výskytov svahových deformácií ako potenciálne. Jediné v okolí Pavlovíc a Šafárikova boli zistené dva aktívne zosuny. Z nich zosun v zemníku tehelne v Šafárikove dosahuje pomerne značné rozmery a sťažuje ťažbu tehliarskej suroviny. Zosun sa neustále aktivizuje ťažbou tehliarskych surovín na úpätí svahu.

Na základe komplexného zhodnotenia poznatkov o podmienkach vývoja svahových deformácií v Rimavskej kotline a v oblasti Blžskej a Pokoradzskej tabule je možné konštatovať, že táto oblasť ako jedna z mála karpatských kotlin, nemá pre vývoj svahových porúch v prevažnej časti územia vhodné podmienky. Výnimku tvorí iba oblasť Blžskej a Pokoradzskej tabule, kde v minulosti (pravdepodobne začiatkom pleistocénu) prebiehal intenzívny vývoj blokových deformácií v komplexe vulkanitov, na ktorý nadväzoval vývoj typických zosuvných procesov v pokryvných útvaroch, ktorý pravdepodobne stále trvá. Vývoj svahových porúch v ostatných častiach kotliny možno označiť za sporadický. Vznik blokových deformácií podmienila geologická štruktúra pozostávajúca z komplexu rigidných vulkanických hornín, ktoré ležia na mäkkších a plastickejších horninách lučenského súvrstvia. V tomto prípade lučenské súvrstvie preberá funkciu média šmykovej plochy hlavne dôsledkom neprimeraného a náhleho zaťaženia vulkanickým komplexom, ktoré prekročilo ich šmykovú pevnosť, prípadne vyvolalo ich výrazné pretvorenie.

Lučenské súvrstvie, ktoré tvorí podstatnú časť Rimavskej kotliny, má pre vznik svahových deformácií nepriaznivé vlastnosti hlavne vplyvom nízkeho obsahu ílovej frakcie, nízkej plasticity a vlhkosti a z toho vyplývajúcej vysokej pevnosti. Takto môžeme hodnotiť aj väčšinu kvartérnych sedimentov, nakoľko sú produktom zvetrávania hlavne lučenských vrstiev. Iba v prípade výskytu ílovitých vložiek v lučenskom súvrství alebo v kvartérnych sedimentoch, v súvislosti s vytvorením horizontu podzemnej vody, možno hovoriť o potenciálnej možnosti vzniku svahovej deformácie. V tomto prípade sa možnosť vzniku svahovej deformácie zvyšuje najmä pri necitlivom zásahu do stability svahu zemnými prácami, najmä výkopmi, ktoré zasahujú pod ílovité vložky.

Ešte zriedkavejší výskyt svahových deformácií bol zaznamenaný v geologickej štruktúre poltárskeho súvrstvia a v nadloží lučenského súvrstvia. Ostatné horniny, ktoré sa vyskytujú na území Rimavskej kotliny sú z hľadiska vývoja svahových deformácií bezvýznamné.

# NERASTNÉ SUROVINY

D. VASS — M. ELEČKO — J. PRISTAŠ

Na sledovanom území sa vyskytujú nerudné suroviny vhodné hlavne na stavebné účely, ale nachádzajú sa tu aj keramické a žiaruvzdorné íly. Okrem známych ložísk, resp. ťažobní, možno v oblasti vymedziť celý rad prognózných území. Boli zaznamenané aj indicie výskytu pevných palív (príl. 9).

Rudné a nerudné suroviny, ktoré sa nachádzajú v predtreťohorných horninách a ktoré vystupujú s. od Rimavskej kotliny, nie sú v tejto kapitole zhodnotené.

## Stavebné suroviny

### Štrkopiesky

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

Ložiská, resp. výskyty štrkopieskov ťažené v súčasnosti či v minulosti, prípadne overené geologickým prieskumom, nachádzajú sa v niekoľkých vekových a morfológických úrovniach kvartéru.

Najčastejšie a najpočetnejšie ložiská sú tvorené štrkopiesčítymi vrstvami würmského veku.

Ložiská štrkopieskov dnovej akumulácie riek mladowürmského veku sa nachádzajú medzi obcami Šafárikovo — Behynce — Stránska (1), ďalej v chatári 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), j. od Pavloviec (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 dosahuje 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 v tab. 35, výpočet, resp. odhad zásob je v tab. 36.

Štrkopiesky starowürmského veku sa ťažia v chatári obcí Štrkovec a Rumince (9, 10, 11), na z. okraji obce Lenártovce (12), južne od obce Číž (13), medzi obcami Číž a Lenártovce (14); (v tomto ložisku sa ťažia aj štrky riskej terasy), sv. od Rimavskej Seči (15) a jv. 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 dosť dobre vytriedené, valúnový materiál je čerstvý, najčastejšie však prevládajú valúny rezistentných hornín. Niektoré polohy sú zahlinené. Vypočítané, resp. odhadnuté zásoby sú v tab. 36.

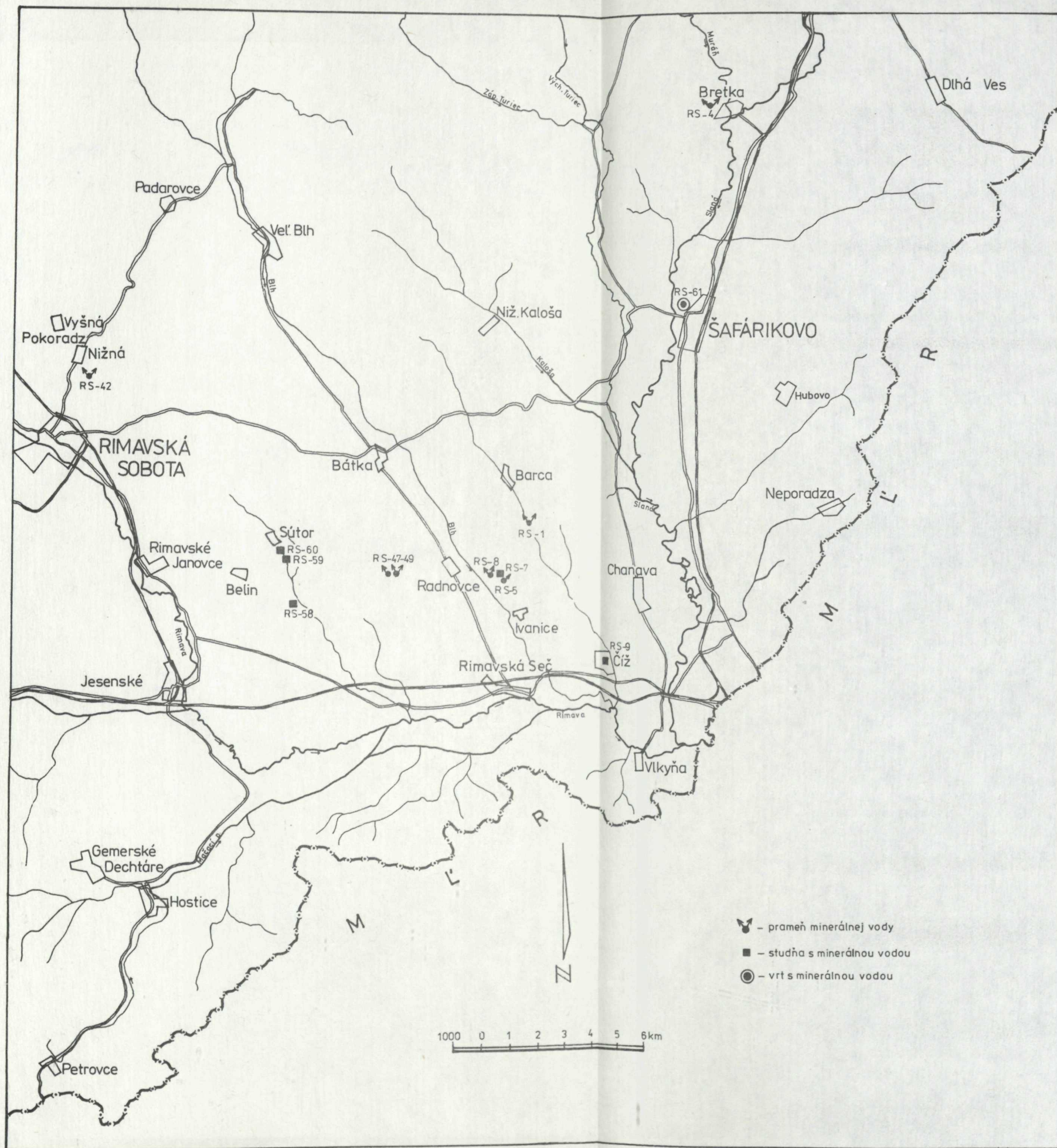
Štrkopiesky riskej terasy sa ťažia vo v. okraji obce Martinová (18), sz. a j. od obce Rimavská Seč (17, 19), v. od obce Širkovce (20, 21, 22) a sv. od obce Dubovec (23).

Hrúbka terasových štrkopieskových akumulácií kolíše od 0,2 do 3 m (narastá od hrany terasy smerom k jej tylu). Štrky sa zložením opracovaním a triedením podobajú würmským 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 v tab. 36.

Štrkopiesky preriskej terasy sa ťažia jv. od obce Bottovo (24) a ssv. od obce Martinová (25).

Hrúbka štrkopiesčítých vrstiev dosahuje 2,5—3,1 m. Hrúbka skrývky je 0,2—0,3 m, priemerná veľkosť valúnov kolíše okolo 5 cm (ojedinele 10 cm). Štrky sú polymiktné, valúny čiastočne zvetrané. Štrky sú viac zahlinené ako štrky würmu a risu. Odhadnuté zásoby sú uvedené v tab. 36.

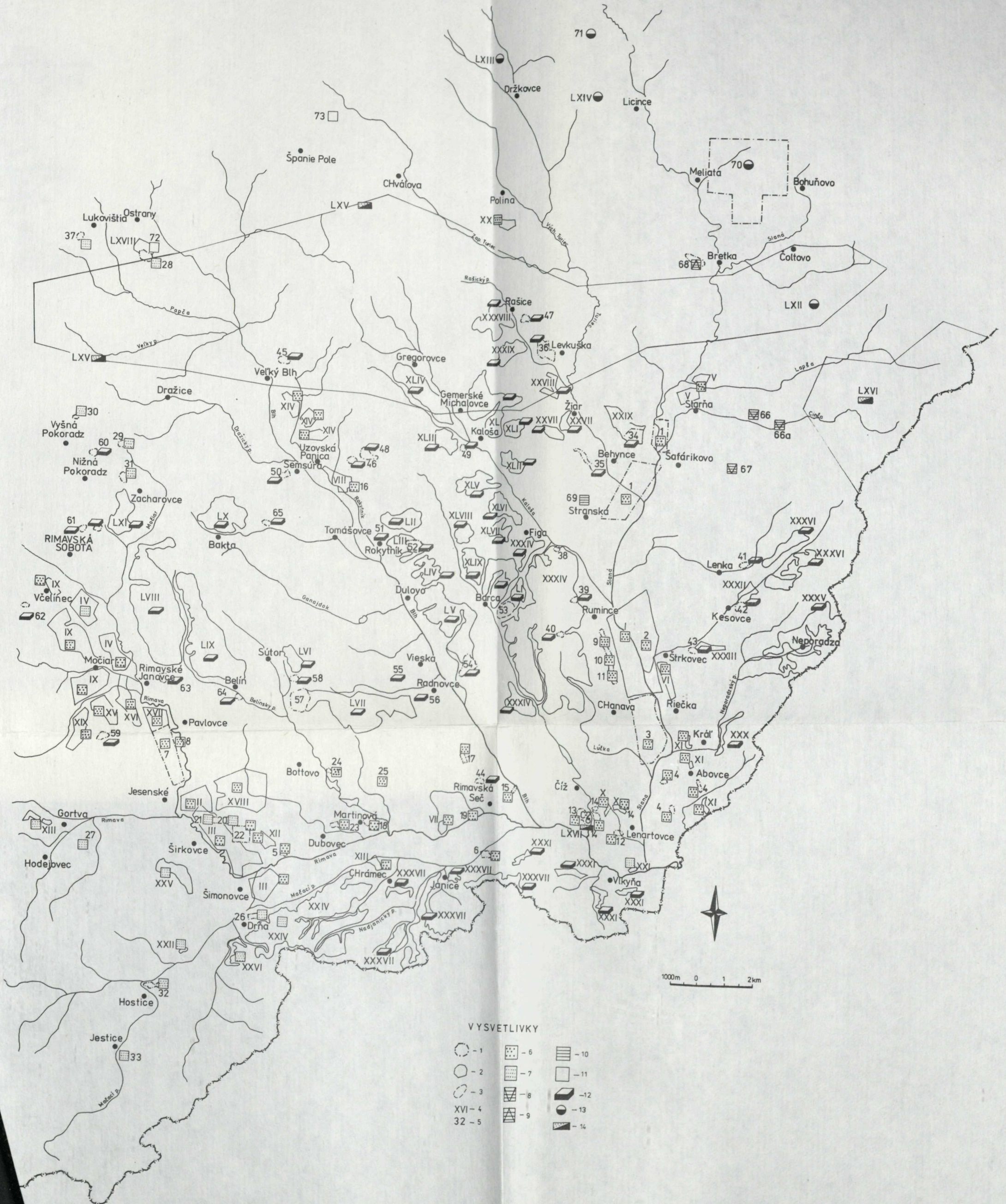
Štrkopiesky z vymenovaných ložísk sa používajú na sypanie ochranných hrádzí, ale i na podsypné



Obr. 48 Mapa zdrojov minerálnych vôd v Rimavskej kotline

MAPA LOŽISK A PROGNÓZ NERASTNÝCH SUROVÍN V RIMAVSKEJ KOTLINE A SUROVINY  
TERCIÉRNEHO VEKU NA JEJ SEVERNOM OKRAJI

D.Vass, M.Elečko, J.Pristaš



Tabuľka 35 Technologická charakteristika štrkopieskov kvartéru v Rimavskej kotline

Table 35 Technological characteristics of Quaternary gravel sands in Rimavská kotlina depression

Skúška Test	1 Šafárikovo	3 Abovce—Chanava	7 Jesenské
ílovitost' (váhové %) clay content (weight %)	1,5 —28,0	0,40—13,0	0,0—10,0
humusovitost' humus content	A—B	B—D	A—D
nasiakavost' (%) absorption (%)	0,0 — 1,5	0,71— 1,34	0,30— 1,13
nevhodný tvar zrn (%) unfavourable particle shape volume	2 —18	0,97— 1,45	0,78— 0,98
objem. hmotnosť g/cm <sup>3</sup> celková total bulk density (g/cm <sup>3</sup> )	1,36— 1,97	—	—
drobné kamenivo fine stoneware	—	2,50— 2,63	2,56— 2,60
hrubé kamenivo coarse stoneware	—	2,53— 2,63	2,56— 2,60
špec. hmotnosť g/cm <sup>3</sup> celková total specific density (g/cm <sup>3</sup> )	2,45— 2,65	—	—
drobné kamenivo fine stoneware	—	2,53— 2,66	2,64— 2,67
hrubé kamenivo coarse stoneware	—	2,56— 2,67	2,67— 2,69
medzerovitost' (voľne sypaná zem v %) spacing (bulk mixture in %)	26—46	—	—
otlk chipping	—	37,6 —40,4	39,8 —40,9
SO <sub>3</sub>	—	0,02— 0,25	0,04— 0,14
pomer ratio	<u>štrk gravel</u> 26,29—77,97 <u>piesok sand</u> 73,68—22,03	<u>55,56—83,29</u> 44,44—16,71	<u>78,10—96,81</u> 21,81— 3,19

informačný prameň  
information source

Mikyťová E., Tomko I.,  
1959

Abonyi A., Kušnyerová M., 1970

vrstvy ciest a na vyrovnávanie terénu. Kvalitnejšie štrky sa po úprave používajú na prípravu zmesí na menej náročné betóny (na málo namáhané konštrukcie a pod.) Piesky tvoriace dobre individualizované lavice sa používajú ako maltárske piesky.

Prognózne zdroje štrkopieskov sú viazané na tie isté horizonty kvartérnych terás a dno-  
vých akumulácií odkiaľ sa ťažia alebo sa v minulosti ťažili. Okrem toho, 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.),  
južne od Štrkovca (VI.), pri obci Orávka (VII.), (jz. od Rimavskej Seči), Uzovská Panica (VIII.)  
a v okolí obce Močiar, j. od Rimavskej Soboty (IX.).

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

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

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

Tabuľka 36 Zásoby štrkopieskov v Rimavskej kotline (odhad resp. výpočet zásob)

Table 36 Gravel sand reserve in the Rimavská kotlina depression (estimation and/or calculation of reserves)

Ložisko Deposit	Vek Age				Informačný prameň Information source
	mladší würm Late Würm	starší würm Early Würm	riss Riss	preriss pre-Riss	
1 Šafárikovo	C <sub>1</sub> B 3 419 328 C <sub>1</sub> N 464 950 C <sub>2</sub> B 5 994 313				Mikyťová E., Tomko I. 1959
2 Chanava	140 000				Macko J., Padlák J. 1971 Abonyi A., Kušnyerová M. 1970 Preiss, Jaroš 1958 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Abonyi A., Kušnyerová M. 1970 Macko J., Padlák J. 1971
3 Abovce-Chanava	C <sub>2</sub> 7 214 360				
4 Abovce-Lenártovce	C <sub>2</sub> 320 350				
5 Dubovec	375 000				
6 Rim. Seč	5 000				
7 Jesenské	C <sub>2</sub> 3 895 360				
8 Rim. Pavlovce	40 000				
9 Štrkovec		1 000 000			
10 Rumince		200 000			
11 Rumince		150 000			
12 Lenártovce		C <sub>2</sub> 320 550			
13 Číž		210 000			
17 Ivanice			375 000		Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971 Macko J., Padlák J. 1971
18 Martinová			100 000		
19 Rim. Seč			1 000 000		
20 Širkovce			84 000		
21 Širkovce			84 000		
22 Širkovce			750 000		
23 Dubovec			150 000		
24 Bottovo				187 000	
25 Martinová				12 250	

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

Štrky pontu pri Poline dosahujú hrúbku niekoľkých metrov, hrúbka skrývky je okolo 0,5 m. Priemerná veľkosť valúnov dosahuje 5 cm, ale vyskytnú sa aj valúny veľké okolo 20 cm. Štrky sú polymiktné, prevládajú rezistentné valúny. K kvalitu štrkov znižuje najmä značný podiel ílovej základnej hmoty.

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

#### Tehliarske suroviny

Rimavská kotlina je bohatá na tehliarske suroviny. Ich hlavným zdrojom sú šlirové sedimenty egeru, v menšej miere kvartérne sprašové hliny.

Ložiská tehliarskych surovín reprezentuje ložisko, z ktorého ťaží surovinu tehelňa v Šafárikove (34). Sú to siltové, siltovo-ílovité sedimenty egeru a ich zvetralinový plášť. Surovina bola technologicky odskúšaná, hodí sa na výrobu plnej i dierovanej tehly, ale aj keramzitu (V. HLAŤATÝ et al. 1956, V. FODOROVÁ et al. 1978). Technologické vlastnosti sú uvedené v tab. 37.

Väčšina ďalších menších ložísk hlavne v severnej a strednej časti Rimavskej kotliny obsahuje surovinu, ktorá nebola technologicky odskúšaná.

Tabuľka 37 Technologická charakteristika tehliarskych hĺín (ložisko Šafárikovo) (podľa V. FODOROVEJ et al. 1978)

Table 37 Technological characteristics of brickware loams (the Šafárikovo deposit) (after V. FODOROVÁ et al. 1978)

	Deluviálne a aluviálne hliny Deluvial and aluvial loams	Vápnité prachovce až ílovce Calcareous siltstones to claystones	Pevné vápnité prachovce až ílovce Solid calcareous siltstones and claystones
rozcábacia voda (%) mix water (%)	26,63–36,95	21,90–28,25	20,8 – 30,5
zmršťovanie sušením (%) shrinkage on drying (%)	8,71–12,64	5,14– 9,43	4,0 – 6,30
pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení MPa tensile strenght at bending after drying MPa	1,04– 5,41	2,54– 5,15	0,68– 4,16
zmrštenie po výpale na shrinkage firing on			
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
1050°	–	4,57– 8,86	3,14– 5,43
nasiakavosť po výpale absorption in firing to			
850°	–	18,25–26,66	12,91–32,92
950°	0,75–16,67	14,08–27,20	22,97–29,70
1050°	–	18,09–27,29	12,21–32,92
pevnosť v ťahu za ohybu po výpale na tensile strenght at bending after firing to			
850° (MPa)	–	4,77– 9,40	0,74– 5,92
950°	3,89–17,76	4,35– 9,85	1,82– 6,29
1050°	–	4,01–10,54	2,41– 8,32
koeficient citlivosti sensitivity coefficient	–	0,41– 1,16	0,34– 0,97

Ide výlučne o šlirové sedimenty vekom a do značnej miery aj litologicky totožné so surovinovým zdrojom šafárikovskej tehelne. Dá sa očakávať, že aj technologické vlastnosti a vhodnosť suroviny na výrobu tehál bude analogická. 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), Rašice (47), vsv. od Uzovskej Panice (48), zsz. od Kaloše (49), pri samote Semsuro (50), jz. od obce Rokytník (51). Ďalšie ložiská sa nachádzajú pri Rokytníku (52), pri obci Barca (53), sv. od obce Radnovce (54), Vieska (55), z. od Radnoviec (56), jyv. a jv. od obce Sútor (57, 58), z. od Pavloviec (59), Nižná Pokoradza (60 s. od Rimavskej Soboty (61), pri obci Včelínce (62), Rimavské Janovce (63), Belín (64), sv. od Bakty (65).

Hrúbka ťaženej polohy v jednotlivých malých hliniskách sa pohybuje od 1,7 do 10,0 m v hlinisku šafárikovskej tehelne až do 20 m. Hrúbka skrývky sa pohybuje od 0,2 do 1,5 m. V niektorých hliniskách sú nasledujúce škodliviny: vápnité konkrécie vo zvetralinovom plášti, resp. v pokryvných kvartérnych sedimentoch, pukliny sú vyplnené hydroxidmi železa, štrkové valúny z terasových štrkov, ktoré v niektorých hliniskách zakrývajú ťažobnú surovinu, t. j. egerské šlíry. Odhad zásob je v tab. 38.

K tehliarskym hlinám horšej akosti treba pripočítať aj würmské sprašové hliny. Sem patrí ložisko pri Rimavskej Seči (44), surovina nebola doteraz technologicky odskúšaná. Predpokladáme, že sa dá využiť na výrobu menej kvalitnej tehly. Zásoby sú v tab. 38.

Prognózne zdroje tehliarskych surovín sú rozsiahle. Šlirové 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) sz. 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), v. od Lenky (XXXVI), medzi obcami Chrámec a Janice (XXXVII), z. a j. od obce Rašice (XXXVIII, XXXIX), v okolí obce Gemerské Michalovce a Kaloša (XL, XLI, XLII, XLIII), pri Gregorovciach (XLIV), j. od Kaloši (XLV, XLVI), pri obciach Figa (XLVII, XLVIII, XLIX), Barca (L, LI), Rokytník (LII, LIII), Dulovo (LIV), medzi Dulovom a Radnovcami (LV), pri Sútoře (LVI), Belíne (LVII, LIX), Rimavskej Soboty (LVIII), Bakte (LX) a Zacharovciach (LXI).

#### Stavebné piesky

Stavebné piesky sa vyskytujú v niekoľkých stratigrafických obzorochoch. V samotnej Rimavskej kotline, t. j. v nížinných oblastiach sa stavebné piesky získavajú selektívnou ťažbou zo štrkopiesčitých vrstiev

Tabuľka 38 Zásoby tehliarskych surovín v Rimavskej kotline (odhad, resp. výpočet zásob v m<sup>3</sup>)

Table 38 Brickware material reserves in the Rimavská kotlina (depression)  
(Estimation or calculation of reserves)

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

kvartérnych terás. Na s. okraji kotliny sa pre stavebné účely ťažia epiklastické andezitové pieskovce strednomiocénneho veku. V Cerovej vrchovine sa ťažia pre stavebné účely piesky a rozpadavé pieskovce filakovského súvrstvia (egenburg), resp. kvartérne deluviálne piesčité sedimenty.

Dve menšie ložiská stavebných pieskov na s. úpätí Cerovej vrchoviny sú kvartérneho veku (würm — holocén).

Ide o malé ložisko na sv. okraji obce Drňa (26) a jv. od obce Gortva (27). V oboch prípadoch ložiskovou surovinou sú deluviálne, deluviálno-fluviálne piesky, detritický materiál pochádza zo zvetralín a rozsyrov filakovského súvrstvia. Piesky neboli technologicky skúšané, používajú sa do maltárskych omietkových zmesí pre miestnu potrebu. Odhad zásob je v tab. 39.

Stavebné piesky strednomiocénneho veku sa ťažia, resp. sa ťažili v malých pieskovňach na okraji Pokoradzskej a Blžskej tabule.

Sú to lokality: jz. od obce Lukovišťa (37), j. od obce Ostrany (28), jz. od obce Dražice (29), s. od Vyšnej Pokoradze (30) a sz. od obce Zacharovce (31).

Surovinou sú andezitové epiklastické rozpadavé pieskovce a piesky rôznej zrnitosti s polohami andezitových štrkov (10—20 cm), resp. s balvanmi andezitu veľkosti do 1 m, prípadne viac. Polohy pieskov majú hrúbku od 3 do 12 m, skrývku hrubú okolo 0,5—1 m.

Surovina nebola technologicky odskúšaná. Používa sa pre miestne stavebné účely ako maltársky piesok, štrky sú využívané v zmesiach pre nenáročné betóny.

Stavebné piesky egenburského veku sa ťažia zo zvetraných polôh tachtianskych pieskovcov (filakovské súvrstvie) Cerovej vrchoviny.

Ide o dve ťažobné v s. časti obce Hostice (32) a v jv. časti obce Jestice (33). Selektívne sa ťažia polohy rozpadavého pieskovca s hrúbkou 1—1,5 m, ktoré sú prevrstvené lavicami pevného pieskovca hrubými 0,2—0,5 m. Technologické skúšky pieskov sa nerobili. Surovinu používa miestne obyvateľstvo ako maltárske a omietkové piesky. Odhad zásob je v tab. 39.

Prognózne zdroje stavebných pieskov predstavujú piesky kvartérneho veku a egenburské rozpadavé pieskovce.



Tabuľka 39 Zásoby stavebných pieskov v Rimavskej kotline (v m<sup>3</sup>)

Table 39 Building sands reserves in the Rimavská kotlina (depression)

Ložisko Deposit	Vek Age			Informačný prameň Information source
	kvartér (würm-holocén)	baden – sarmat Baden-Sarmat.	egenburg Eggenburg	
26 Drňa	312 500			Macko J., Padlák J. 1971
27 Lukovištia		300 000		Suchár A., Padlák J. 1971
28 Ostrany		10 000 000		Suchár A., Padlák J. 1971
29 Dražice		400 000		Suchár A., Padlák J. 1971
30 Vyšná Pokoradza		22 500		Suchár A., Padlák J. 1971
31 Zacharovce		600 000		Suchár A., Padlák J. 1971
32 Hostice			7 500 000	Macko J., Padlák J. 1971
33 Jestice			6 500 000	Macko J., Padlák J. 1971

Prognózne zdroje mladokvartérneho veku (würm — 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). Ide o fluvialno-deluviálne sedimenty hrubé až 8 m.

Prognózne zdroje egenburského veku zaberajú rozsiahle plochy v Cerovej vrchovine z. a jz. od Chrámcu (XXIV), v okolí Širkoviec (XXV) a Drne (XXVI). Ide o tachtianske pieskovce — fiľakovské súvrstvie hrubé až 200 m. Avšak piesky vhodné na využívanie predstavujú len morfológicky exponované časti, najmä miesta, kde vystupujú na povrch jeho spodné, menej spevnené členy tachtianskych pieskovcov bez pevných lavíc alebo s ojedinělými lavičkami. Zrnitostné parametre a vápnitosť pieskov niektorých prognózných oblastí sú v tab. č. 39.

### Stavebný kameň a drvené kamenivo

Surovinu tvoria triasové dolomity, egerské vápence, strednomiocénne vulkanoklastiká a kvartérne travertíny.

Dolomity ladinského veku vystupujúce ako súčasť ostrovčekov predterciérneho podložia v kotline sa ťažili pri obci Starňa (66, 66a) a pri Šafárikove (67). Používali sa ako štrk na cesty, do betónu a omietok, ale aj na miestne stavebné účely.

Do egerského veku patria organodetrické vápence a drobnozrnné zlepenice, ktoré sa ťažia z. od Bretky (68). Hrúbka ťažobných polôh dosahuje 3—11 m, a skrývka hrubá 1,0 m narastá do svahu. Hornina je rozpukaná, ale technologicky nebola skúšaná. Používa sa na výrobu cestných obrubníkov a ako stavebný kameň do základov domov, prípadne na stavbu miestnych komunikácií.

Ako stavebný kameň a drvené kamenivo sa používajú vulkanoklastiká pokoradzského súvrstvia (stredný miocén) pri Ostranoch (72) a pri Špaňom poli (73). Prognózne zdroje tejto suroviny možno očakávať j. od Ostran (LXVIII).

V minulosti sa ťažil stavebný kameň — travertín kvartérneho veku (riss-würm) pri obci Stránska (69). Hrúbka travertínu overená vrtom je 4,4 m, hrúbka skrývky je 0,5—1,0 m. Technologické skúšky neboli vykonané, surovina sa používala hlavne na miestne stavebné účely.

### Keramické a kameninové suroviny

Nachádzajú sa v poltárskom súvrství (pont), kde popri štrkoch, pieskoch sú aj pestré íly. Medzi pestrými ílmi sa nachádzajú aj polohy sivých, sivobielych a béžových ílov.

Na dvoch miestach — pri Meliate (70) a pri Šiveticiach (71) boli overené zásoby plastických ílov s možnosťou využitia pri výrobe kameniny alebo tehál.

V ložisku pri Meliate hrúbka ílov kolíše od 1,5 do 13 m, hrúbka skrývky od 0,3 do 9,6 m. V ložisku Šivetice sa hrúbky ílov pohybuje od 7,8 do 18,3 m, hrúbka skrývky je 4,5—5,9 m (V. ORAVCOVÁ — J. TOMKO 1961). Šivetické ložisko J. MACKO — J. DIANIŠKA (1971) hodnotia ako tehliarsku surovinu. Technologické vlastnosti a zásoby sú uvedené v tab. 40, 41.

Prognózne zdroje keramických surovín. Na báze pestrých ílov poltárskeho súvrstvia sa v minulosti rozvinulo v s. časti Rimavskej kotliny hrnčiarstvo (Licince, Držkovce, Šivetice, Meliata a i.).

Tabuľka 40 Technologická charakteristika plastických ílov z ložiska Meliata — krajné hodnoty  
(V. ORAVCOVÁ, I. TOMKO 1961 — doplnok k záverečnej správe)

Table 40 Technological characteristics of plastic clays from Meliata deposit — extreme values  
(V. ORAVCOVÁ, I. TOMKO 1961 — complement to final report)

Rozrábacia voda % Mix water %	15,96—33,76		
Zmrštenie sušením % Shrinkage on drying	1,64— 9,64		
Zmrštenie po výpale % Shrinkage after firing	1050°	1150°	1250°
	0 -16,57	0 -17,14	0 -12,64
Strata na váhe pri výpale % Weight loss on firing	3,0 - 9,58	3,04— 9,53	3,57— 8,54
Nasiakavosť váhová Weight absorption	0,19—15,96	0,10—16,24	0,21— 8,36
Pevnosť v tlaku za ohybu v kg/cm <sup>2</sup> (1250°) Tensile strength on bending in kg/cm <sup>2</sup> (1250°)	21,00—129,22		
Farba po výpale Colour after firing	1050°	tehlová, béžová brick, beige	
	1250°	hnedá, žltohnedá, zelená brown, yellowbrown, green	
Bod slinutia Melting point	1180°—1280°		
Bod deformácie Deformation point	1350°—1580°		
Kyselinovzdornosť Resistance to acids	83,37—98,14		

Na troch miestach boli tieto pestré íly, zvlášť íly svetlých farieb podrobené technologickým analýzám s cieľom posúdiť ich použiteľnosť v keramickom priemysle. Všetky analýzy a ich vyhodnotenia realizovali pracovníci Vývojového pracoviska keramických závodov v Michalovciach.

Okolie Čoltova (LXII). Vrt DV-1 pri Čoltove prevráta poltárske súvrstvie hrubé 113 m, ležiace na egerských šliroch. V hĺbke 8,30—9,80 (1,5 m) sa nachádza poloha svetlosivých až bielych ílov. Podobné íly boli odkryté v okolí Čoltova vo výkope pre plynovod.

Mineralogické zloženie ílov je nasledovné: kaolinit, prímes kremeňa a illitu, frakcia menšia ako 2 $\mu$  tvorí 71 % horniny. Chemické zloženie je v tab. 42. Vypalovacia teplota 1150°C dáva sivobéžovú farbu, pri teplote 1250°C je farba svetlosivá.

Surovina je vhodná ako prímes do zmesi na výrobu keramických dlaždíc, slinutých a poloslinutých obkladačiek.

Okolie Držkoviec (LXIII). Vrt EUP-4 prevráta poltárske súvrstvie hrubé 103 m, ležiace na mezozoiku meliatskej skupiny. V hĺbke od 4 do 19 m (15 m) sú žltohnedé, svetlosivé až biele, sivé, sivohnedé a hnedé íly s kolísavou prímесou piesku, príp. i drobného štrku.

Frakcia menšia ako 2 $\mu$  je tvorená kaolinitom s prímесou sľudnatého minerálu a montmorilonitu. Chemické zloženie (bodové analýzy) je v tab. 42.

Podľa technologických analýz je surovina z hĺbky 6,50 až 7,60 m vhodná do zmesi na výrobu obkladačiek a dlaždíc svetlej farby. Ostatné íly po úprave (výplav pod 0,06 mm) sú vhodné ako prímесy do pracovných hmôt pre výrobu:

- keramických dlaždíc svetlej farby (7,60—17,00 m)
- pórovinových obkladačiek, resp. obkladačiek (4,50—6,50 m)
- červených dlaždíc (17,00—18,00 m a 18,50—19,0 m v prirodzenom stave).

Okolie Liciniec (LXIV), Vrt Ele-2 prevráta poltárske súvrstvie hrubé 79 m. Leží na mezozoiku silického príkrovu a meliatskej skupiny. V jeho vrchnej časti (do 55 m) prevládajú pestré íly. Sú prevažne hnedej farby so sivými a svetlými polohami, pričom piesčitosť ílov kolíše.

Tabuľka 41 Zásoby plastických (kameninových) ílov na ložiskách Meliata a Šivetice

Table 41 Plastic (stoneware) clays reserves at the Meliata and Šivetice

Ložisko Deposit	Zásoby Reserves	Informačný prameň Information source
Meliata východ Meliata east	C <sub>2</sub> 3 980 491 D 2 695 922	V. Oravcová, I. Tomko 1961
Meliata západ Meliata west	C <sub>2</sub> 2 808 998,8 D 64 500	
Šivetice	C <sub>2</sub> 2 643 614,8	

Tabuľka 42 Chemické analýzy keramických ílov poltárskeho súvrstvia (pont) z okolia Čoltova, Držkoviec a Liciniec

Table 42 Chemical analyses of the Poltár Formation (Pontian) Ceramic clays from the surroundings of Čoltovo, Držkovce and Liciniec

Vzorka Sample	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>110°</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>950</sup>	Súčet Total
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
18,1-18,5 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

Mineralogicky íly predstavujú zmes kaolinitu a illitu, vo vrchnej časti prevláda kaolinit, zatiaľ čo v spodnej illit. Chemické zloženie (bodové analýzy) je doložené tabuľkou 42.

Technologicky boli vyhodnotené len niektoré polohy. Surovina je vhodná na výrobu stavebnej keramiky a červených dlaždíc.

Prognózne územie sa zhruba kryje s rozšírením poltárskeho súvrstvia v Rimavskej kotline. Kvalitnejšie íly a ich hrubšie polohy možno predpokladať 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 (D. VASS et al. 1983).

### Palivá

Prognózne zdroje uhlia a lignitu v Rimavskej kotline môžeme predpokladať v jej severnej a východnej časti.

V severnej časti kotliny môže byť uhlie viazané na lagunárny vývoj kišcelu, ktorý reprezentuje hostišovské vrstvy, ktoré boli prevrtané niekoľkými vrtmi:

vrť	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 vrť JH-1, hĺbený z. od skúmanej oblasti, pri obci Nižný Skálnik (Veľké Teriakovce).

Hostišovské vrstvy sú tvorené vápnitými siltmi, 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 predpokladať rozšírenie hostišovských vrstiev (LXV) s teoretickou možnosťou výskytu uhoľných slojov sa rozprestiera v severnej časti Rimavskej kotliny — medzi Dlhou Vsou a údolím rieky Rimavy, severne od Rimavskej Soboty (D. VASS — J. GAŠPARIK et al. 1978). Treba poznamenať, že ani jeden z vrtov v uvedenom priestore doposiaľ nezistil prítomnosť uhoľných slojov.

Do východnej časti kotliny, resp. do priestoru, kde zasahuje západný výbežok Bodvianskej pahorkatiny pravdepodobne okrajovo zasahuje uhoľný vývoj pontu (resp. panónu?), rozšírený v sv. Maďarsku. Možno ho predpokladať iba v podloží poltárskeho súvrstvia — na kesovskej poklesnutej kryhe 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 stopy uhlia, resp. ani lignitu.

Indície uhlia pochádzajú aj z južnej časti kotliny (LXVII). V prvotnej dokumentácii vrtu C-2 pri Čiži je zaznamenaná prítomnosť 6 slojov uhlia, v hĺbke od 619 do 650 m (V. HOMOLA, 1952). Údaje nepochádzajú z jadra, ale z drte vynesenej vrtným výplachom. Dva hlboké vrty, hĺbené v okolí Čiža (MJČ-1, BČ-1) s občasným jadrovaním, ako aj súvisle jadrovaný vrť LR-10, hĺbený Geologickým prieskumom v blízkosti vrtu C-2 neoveril prítomnosť uhoľných slojov.

\* Riedka sieť vrtov, ktoré realizoval Geologický prieskum (zodpovedný riešiteľ J. ZLOCHA, neskôr J. KLUBERT), neoverila prítomnosť uhoľných slojov hospodárskeho významu.

## LITERATÚRA — REFERENCES

- ABONYI, A. — KUŠNYEROVÁ, M. 1970: Závěrečná správa a výpočet zásob Rimavská Sobota — štrkopiesky VP. — Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A. et al. 1972: Slovenské magnezitové ložiská. — Geofond, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. — Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—392.
- BÁLDI, T. 1969: On the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys and on the Formations of the Egerian in Hungary. — *Annal. Univ. Sc. Sect. Geologica*, 12, Budapest, 19—28.
- BÁLDI, T. 1979: Changes of Mediterranean (? Indopacific) and Boreal influences on Hungarian marine mollusc fauna since Kiscelian until Eggenburgian times; the stage Kiscelian Ann. — *Geol. Pays Hellén*, Tome hors série, fasc. I., Athens, 39—49.
- BÁLDI, T. 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. — *Eclogae geol. Helv.*, 77, 1, Basle, 1—27.
- BÁLDI, T.—SENEŠ, J. et al. 1975: Chronostratigraphie und Neostatotypen 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. 1968: Geoelektrické merania na lokalite Číž-kúpele. — *Manuskript-archív ÚGF*, Bratislava.
- BÖCKH, H. 1987: Kurze Übersicht der geologischen Verhältnisse der Länder der Ungarischen Krone. — *Ung. Geol. Gesell.*, Budapest.
- BODNÁR, J. et al. 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- BODNÁR, J.—POSPÍŠIL, L. 1980: Geophysical indication of diapirism in the neogene basins. — 25th International Geophysical symposium. *Magyar Geofizikusok Egyesülete*, Budapest, 225—237.
- BODNÁR, J. 1982: Komplexná interpretácia geofyzikálnych údajov v Lučensko-Rimavskej kotline. Kandidátska dizertačná práca. — Geofond, Bratislava.
- BORZA, K.—BEGAN, A.—KOCHANOVÁ, M. 1965: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. — *Spr. geol. Výsk.*, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 62—63.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série“). — *Geol. Práce, Správy* 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—25.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. — *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 1—204.
- BYSTRICKÝ, J.—ORAVCOVÁ, V. 1962: Závěrečná správa a výpočet zásob Strelnice—Bohúňovo. — Geofond, Bratislava.
- CARVER, R.E. 1971: Procedures in sedimentary petrology. — Wiley-Interscience, New York, London, Sydney, Toronto, 1—653.
- ČÍLEK, V. 1954: Geologické poměry širšího okolí Čížu na jv. Slovensku. *Rozpr. Čsl. Akad. věd. Ř. mat. přír. Věd.* 64, 6, Praha, 63—90.
- ČÍLEK, V.—PLIČKA, M. 1956: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rimavskej Soboty na jv. Slovensku. — *Sbor. ÚÚG*, 22, Praha, 7—37.
- ČIČAGOVA, O. A. 1985: Radiouglerodnoje datirovanie gumusa povč. — *Nauka Moskva*, 1—145.
- DANILLOVÁ, J. 1980: Petrografická charakteristika pieskocov fľakovského súvrstvia. — Geofond, Bratislava.
- DANK, V.—FÜLÖP, J. 1967: Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. *Magyar All. Földt. Int.*, Budapest.
- DUMITRICA, P.—MELLO, J. 1982: On the Age of 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. 1977: Geologická mapa a vysvetlivky, list Chanava a Neporadza. — Geofond, Bratislava.
- 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 Fľakovo in Southern Slovakia. — *Rozpr. Ústf. Úst. geol.*, 30, Praha, 1—116.
- FODOROVÁ, V.—SÝKORA, J.—VALKO, P. 1978: Závěrečná správa a výpočet zásob Šafárikovo-DP, Tehliarske hlíny. — Geofond, Bratislava.
- FOETTERLE, F. 1867: Vorlage der geologischen Detailsaufnahms-karte der Umgebung von Rima-Szombat. — *Verh. d. k. Geol. Reichsanst.*, 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—122.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLAVČÁR, 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.

- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. — Veda, Bratislava, 187—192.
- GAÁL, L. 1982: Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Drienčanskom krasi. — Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—48.
- GAÁL, L.—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.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. — Správy o geol. výsk. In Regionálna geológia ZK 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—100.
- 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. 1970: Regionálny geologický výskum centrálneho a bradlového pásma. Vyhodnotenie vrtu VŠ-1. — Geofond, Bratislava.
- HANZEL, V. et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Košice. — Geofond, Bratislava.
- HECKEL, P. H. 1972: Recognition of ancient shallow marine environments. — In Recognition of ancient sedimentary environment (J. K. Rigby, W. K. Hamblin editors). Spec. Publ. Soc. econ. Paleontologists Mineralogists, Tulsa, 226—286.
- HLAVATÝ, J. et al. 1956: Průzkum cihlářských surovin v ČSSR, Šafárikovo. — Geofond, Bratislava.
- HOMOLA, V. 1952: Geologický, mikropaleontologický a geochemický průzkum naftových oblastí ČSR. Geologické mapování východoslovenského oligocénu. — Geofond, Bratislava.
- HOMOLA, V. 1954: Opěrní vrty v Beskydské spodní křídě, oligocénu východního Slovenska a neogénu. — Geofond, Bratislava.
- HRAŠKO, J. et al. 1973: Pôdna mapa ČSSR, 1 : 500 000. — Slovenská kartografia, Bratislava.
- HRAŠKO, J. et al. (v tlačí): Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSSR.
- HRICKO, J. 1968: Slovensko — azbest. Geofyzikálne merania v oblasti Rudná — Rakovnica, Rákoš, Bretka—Čoltovo, Dobšinská Iadová jaskyňa. — Závěrečná správa, Manuskript—archív Geofyziky, Bratislava.
- IBRMAJER, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Závěrečná správa ÚGF, Brno za roky 1957—1960. — Manuskript—archív ÚGF, Brno.
- JANÁČEK, J. 1957: Hydrogeologie a geochemie vývěru léčivé jódové vody v Čizi a okolí. — Geol. Práce, Zošit 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—150.
- JASKO, S. 1940: Das Oligozän zwischen den Rima und Tarna Flüssen. — Földt. Köz., 70, Budapest, 294—317.
- 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 Neporadza. — Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1978a: Foraminiferové tanatocenózy z vrtu FV-1 Blhovce. — Geofond, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1978b: Stratigrafické zhodnotenie morských terciérnych sedimentov z listu Radnovce, Veľký Blh a Uzovská Panica podľa foraminifer. — Geofond, Bratislava.
- KLOBUŠICKÝ, K.—LINKEŠ, V. 1970: Komplexný prieskum pôd okresu Rimavská Sobotka. Závěrečná správa. — Výskumný ústav pôdozvedectva a výživy rastlín, Bratislava.
- KLUBERT, J. et al. 1987: Rimavská a Lučenská kotlina — hnedé uhlie. — Geofond, Bratislava.
- KOLBENHEYER, T. 1951: Gravimetrické práce na južnom Slovensku oblasť Lučenec, rok 1950. — Geofond, Bratislava.
- KÓNYA, A.—BODNÁR, J.—HUSÁK, L. 1978: Závěrečná správa o refrakčno-seizmickom prieskume v roku 1977. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1974: Zwei neue Conodonten — Arten aus der Triass des Slowakischen Karstes. — Čas. Min. a geol., 19, 2, Praha, 135—139.
- KUBÍNÝ, D. 1957: Správa o geologickom mapovaní širšieho okolia Fabovej hole. — Geofond, Bratislava.
- LANG, S. 1949: Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. — Hidrol. Köz., 29, Budapest.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1977: Vápnnitá nanoflóra z okolia lokality Chanava. — Geofond, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1978a: Vápnnitá nanoflóra lokality Blhovce (vrt FV-1). — Geofond, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1978b: Vápnnitá nanoflóra vrtov EUP-1 (Veľký Blh), EUP-2 (Výšné Valice) EUP-3 (Rašice). — Geofond, Bratislava.
- MACKO, J.—DIANIŠKA, I. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovin ČSSR, list Plešivec. — Geofond, Bratislava.
- MACKO, J.—PADLÁK, J. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovin 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 územia jv. od Železníka. — Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—53.
- MARČÁK, P.—VANKO, J. et al. 1976: Mapa recentných zvislých pohybov Západných Karpát — mierka 1 : 100 000. Výsk. Úst. geodézie a kartogr., 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 trefohornej výplne Rimavskej kotliny v profiloch vrtu DV-1, DV-4 a DV-3. — Geofond, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1977: Mineralogicko-geochemický a petrografický výskum trefohorných sedimentov Rimavskej kotliny. — Geofond, Bratislava.

- MARKOVÁ, M. 1978: Sedimentárno-petrografické a geochemické zhodnotenie terciérnych sedimentov na vrte FV-1 (Blhovce). — Geofond, Bratislava.
- MAŠÍN, J. et al. 1963: Aeromagnetická a aeroradiometrická mapa ČSSR, M = 1 : 200 000. — Manuskript—archív ÚGF, Brno.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, L. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. — Geogr. čas., 30, 2, Bratislava, 101—125.
- MELLO, J. 1969: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1 : 25 000, list Plešivec. — Geofond, Bratislava.
- MELLO, J. — GAÁL, L. 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. — MOCK, T. — PLANDEROVÁ, E. — GAÁL, L. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. — Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—81.
- 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.
- MIKYTOVÁ, M.—TOMKO, J. 1959: Záverečná správa a výpočet zásob lokalita Šafárikovo — štrkopiesky. Stav k 1. 7. 1959. — Geofond, Bratislava.
- MÍŠÍK, M. 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. — Geol. Práce, Zošit 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—139.
- MÍŠÍK, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. — Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—78.
- MÍŠÍK, M. 1966: Vyhodnotenie vzoriek z vrtu RK-2. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MODLITBA, I. 1972: Príspevok k poznaniu reziduálnej pevnosti zemín. — In Problémy inžinierskej geológie a hydrogeológie. IGHP, n. p., Žilina, PFUK Bratislava, 88—100.
- MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. — In Schönlaub H. P. (edit.). Second European Conodont Symposium, Guidbook Abh. Geol. A—B., 35, Vienna, 129—144.
- NĚMEJC, F. 1960: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech v neogénu karpatském (týka se hlavně jižního Slovenska). Zpr. o geol. výzk. v r. 1958, Praha, 112—114.
- NEMČOK, A. 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. — Veda, Bratislava, 1—318.
- NOSZKY, E. 1926: Die Oligozän-Miozän Bildungen im NO-Teil des Ungarischen Mittelgebirges. I. Oligozän.—Ann. Mus. Nat. Hung. 24, Budapest, 287—330.
- 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.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1978b: Mäkkýše z vrtov z Rimavskej kotliny. — Geofond, Bratislava.
- ONDREJIČKOVÁ, A. 1980: Mäkkýše z vrtu EH-2 a EHJ-1 z južnej časti Rimavskej kotliny. Geofond, Bratislava.
- ORAVCOVÁ, V. — TOMKO, 1961: Záverečná správa a výpočet zásob Šivetice—Šaca. — Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1958: Hydrogeologický výskum minerálnych a prostých podzemných vôd v oblasti Šafárikova. — Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. — Geol. Práce, Správy 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ORVAN, J. 1964: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Slanej. — Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1966: Hydrogeologický prieskum pre dobudovanie pozorovacej siete podzemných vôd v povodí rieky Slanej. — Geofond, Bratislava.
- ORVAN, J. 1969: Slaná, základný hydrogeologický prieskum (overenie zásob podzemných vôd v kategórii C<sub>2</sub> náplavov Slanej, Muráňa a Štítnika. — Manuskript—archív VÚVH, Bratislava.
- ORVAN, J. 1973: Hydrogeologické pomery Rimavskej kotliny. — Mineralia slov., 5, 3, Bratislava, 271—278.
- ORVAN, J. 1981: Rožňava—Plešivec, hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.
- PAPP, A. 1960: Das Vorkomen von Miogypsina in Mitteleuropa. — Mitt. Geol. Gesell., 51, Wien, 219—227.
- PASSEGA, R. — BYRAMJEE R. 1969: Grain-size of clastic deposits. Sedim., 13, Amsterdam-New York, 233—252.
- PETTJOHN, F. J. 1957: Sedimentary rocks. — 2. m. d. ed. New York, Haper, 1—718.
- PETTJOHN, F. J. — POTTER, P. — SIVER, R. 1976: Peski i pesčaniki. — Nauka o zemle. Izd. „Mir“, Moskva, 1—535.
- PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. — Západné Karpaty, sér. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- PLANDEROVÁ, E. 1966: Palinologické zhodnotenie vrtov RK-1, RK-2, RK-3. — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1978: Microflorizones in Neogene of central Paratethys. — Západné Karpaty, sér. geológia, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—34.
- PREISS, R.—JAROŠ, R. 1958: Průzkum šterkopisku v ČSR 1958 — Lenartovce. — Geofond, Bratislava.
- PRISTAŠ, J.—SCHMIDT, Z. 1977: Find of Mammuthus primigenius (Blumenbach) 1799 from the environs of Chrámeč (Rimavská kotlina basin, Southern Slovakia). — Západné Karpaty, sér. paleont., 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 241—248.
- 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.
- SENEŠ, J. 1953: Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. — Geol. Zbor., 4, 3, Bratislava, 849—867.
- SENEŠ, J. 1954: Geologická stavba širšieho okolia obce Neparadza v okrese Šafárikovo. Geol. Zbor., 5, 1—4, Bratislava, 200—204.
- SENEŠ, J. 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleogeografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. Geol. Zbor., 7, 3—4, Bratislava, 197—213.
- SITÁR, V. — DIANIŠKA, J. 1979: Flóra z mladoterciérnych vulkanitov od Vyšného a Nižného Skálnika. — Západné Karpaty, sér. paleont., 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—159.
- SCHRÉTER, Z. 1941: Über die hydrogeologischen Verhältnisse des jod. u. bromhaltigen Heilwasser zu Bad Csiz. — Hidrolog. Közl., 21, Budapest, 7—12.
- SCHRÉTER, Z. 1943: Ozd — Tornalja keletre eső harmadkori terület földtani viszonyai. — Mag. All. Földt. Int. Évi jelenet, 1943-ról, 2, Budapest.

- SKEMPTON, A. W. 1964: Long-term stability of clay slopes. — *Geotechnique*, 14/2, London, 77—101.
- SLAVÍKOVÁ, K. 1953: Hlubinná opěrná vrtba Cakov I. — Manuskript—archív Čs. naft. dolů, Hodonín.
- SMÍŠEK, K.—PLANČÁR, J.—KRŠÁK, J. 1970: Computation of the gravity effect of three-dimensional bodies of arbitrary shape. — *Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences*, 2, Bratislava, 13—23.
- SNOPKO, L. et al. 1970: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- 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.
- SNOPKOVÁ, P.—BAJANÍK, Š. 1979: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV-1. — *Geol. Práce, Správy* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—19.
- STEININGER, F. — PAPP, A. — CÍCHA, I. — SENEŠ, J. 1975: Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. — VIth Congress 1975, Veda, Bratislava, 1—183.
- STRUŇÁK, V. 1965: Číž-kúpele; prieskum minerálnych vôd. — Geofond, Bratislava.
- SUCHÁR, A. — PADLÁK, J. 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín v ČSSR, stav k 1. 9. 1971, list mapy M-34-125-C (Rimavská Sobota). — Geofond, Bratislava.
- ŠÁLY, R. 1978: Pôda, základ lesnej produkcie. — *Príroda*, Bratislava, 5—235.
- ŠKVARKA, L. et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list Lučenec — Rimavská Seč. — Geofond, Bratislava.
- ŠKORVÁNEK, M. — POHANKA, 1977: Výpočet gravitačného účinnku všeobecného hranola. — *Banické listy*. Mimoriadne vydanie venované 60. narodeninám akademika T. Kolbenhevera, SAV, Bratislava.
- ŠUBA, J. et al. 1973: Slovenský kras a Turnianska kotlina. Vyhľadávaci hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.
- TKÁČIK, P. 1966: Výskum prameňov minerálnej vody v okrese Rimavská Sobota. — Manuskript—archív IGHP, Žilina.
- TKÁČOVÁ, H. 1969: Záverečná správa o geoelektrickom prieskume Podrečany—Rimavská Baňa, vyhľadávaci prieskum (magnetit — siderit). — Manuskript—archív Geofyzika, Brno.
- TOMOR, J. 1948: Die Geologischen Verhältnisse von Oz — Hangony — Domoháza — Zabar und Umgebung. — *Magyar. Áll. Földt. Int. Évi jelentése 1939—40, II*, Budapest, 751—777.
- TRASK, P. D. 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. — *Gulf Publ. Co., Huston*, 1—67.
- TŮMA, W. 1964: Správa o prevedení hydrogeologických objektov štátnej pozorovacej siete HMÚ v povodí rieky Slanej. — Geofond, Bratislava.
- 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.
- 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—201.
- VASS, D. 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. — Zbor. referátov z vedeckej konferencie: Československá geológia a globálna tektonika (Smolenice 1976). — Veda, Bratislava, 111—117.
- VASS, D. 1980: Principles of subdivision and principal types off the West Carpathian molasse basins and depressions. — *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR*, 58, Potsdam, 155—175.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. — *Doktorská dizertačná práca*. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. — BAJANÍK, Š. et al. 1978: Záverečná správa o vrte FV-1 (Blhovce). — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, 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.—ELEČKO, M.—BODMÁR, J. 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. — *Geol. Práce, Správy* 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—90.
- VASS, D. — ELEČKO, M. — MARKOVÁ, M. 1983: Indície keramického ílu v Rimavskej kotline. *Mineralia slov.*, 15, 6, Bratislava, 531—550.
- 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.—PRISTAŠ, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape M-34-124-D-b (Ožďanv). M-34-125-C-c (Rimavská Sobota). — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. — GAŠPARÍK, 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. sér.*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—280.
- 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.—PRISTAŠ, J. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list M-34-137-A-b (Rimavská Seč). — Geofond, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1966: Vyhodnotenie výsledkov I. etapy výskumu problému: Uhlie v Rimavskej kotline. — Geofond, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1982: Vysvetlivky k základnej geologickej mape list 36 442 — Poltár/2. — Geofond, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- 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 Geofyziky, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. 1980: Zhodnotenie dosiaľ realizovaných prác pre výskum minerálnych vôd v Rimavskej kotline. — Geofond, Bratislava.



# GEOLOGIC STRUCTURE OF RIMAVSKÁ KOTLINA (DEPRESSION)

Summary of the Slovak text

The Rimavská kotlina (depression) is a part of the South-Slovakian basin. It is filled with clastic molasse sediments and partly with Cenozoic volcanics. Molasse sediments are mostly covered with Pleistocene and Holocene sediments. The pre-Cenozoic basement and the northern periphery of the depression consist of folded Inner-Carpathian tectonic units: the Veporicum and the Gemicum.

Figure 1 shows the geomorphological division of the Rimavská kotlina depression.

## LITHOLOGY, STRATIGRAPHY AND MAGMATISM

### The pre-Cenozoic basement and the N periphery of the depression

The Veporicum — the lower tectonic unit of the depression basement is on the surface present in the NW part but underlies the Gemicum all over the area studied. In the NW periphery of the depression (Map 1) the Veporicum is represented by metamorphosed Upper Paleozoic sediments of the Revúca Group. The Revúca Group comprised the Slatvina Formation (? Stephanian C—D): metamorphosed sandstones, phyllites with eventual indications of contact metamorphism; the Rimava Formation: metawackes with acid volcanoclastics (Permian A. VOZÁROVÁ, J. VOZÁR 1982, A. VOZÁROVÁ and E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1985), overlain by metasandstones of the Foederata Group (Lower Triassic).

The Gemicum overlies tectonically the Veporicum. The Gelnica Group exposed at Kraskovo (the NW periphery of the depression) composed of graphite phyllites with lydite intercalations, carbonate layers and (Silurian — Devonian A. VOZÁROVÁ, E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1985) is the oldest lithostratigraphic unit of the Gemicum. The Rakovec Group was only revealed by the borehole FV-1 (Figure 1). It consists phyllites (Middle-Upper Devonian), deeper are green schist (metamorphosed diabases, diabase tuffs and tuffites) and phyllites (D. VASS, Š. BAJANÍK et al. 1978, P. SNOPKOVÁ, Š. BAJANÍK 1979)\*. The Dobšiná Group was revealed by drilling around Hrachovo. It is represented by the Ochtiná Formation: metamorphosed sandstones and graphite phyllites (Carboniferous Visean) (VOZÁROVÁ, PLANDEROVÁ in D. VASS et al. 1985).

The Paleozoic sequences of the Brusník anticline (Gemicum?, the Paleozoic of the Silica nappe?) occur around Brusník (Map 1). They are divided into:

- a) the Early Paleozoic (according to L. SNOPKO et al. 1970) the Drnava Formation, the Lower Devonian: phyllites with layers of lydites, crystalline limestones, metarhyolite tuffs,
- b) the Late Paleozoic — the Brusník Formation: conglomerates with layers of metarhyolite tuffs and sandstones, higher are shales, sandstones with limestone and acid volcanoclastics. The dominant colours of the formation are red to purple (VOZÁROVÁ in VASS et al. 1985).

The Meliata Group (around the villages Meliata, Držkovce, Kameňany, Licince and Babinec). Its Lower Triassic part consists of the limestone-calcareous formation and higher a carbonate formation. Light-grey and red crystalline limestones (Pelsonian) variegated siltstones with red quartz limestones (Illyrian — Lower Fassinian, Carnian) dark-grey cherty limestones (Cordevolian-Julian, Lower

\* According to A. Vozárová 1988 crystalline schists from borehole FV-1 correspond to Gelnica Group.

Carnian), dark-grey shales with diabases (MOCK, DUMITRICA and MELLO 1982, MELLO et al. 1983, MELLO and GAÁL 1985).

The Silica nappe — a dominant tectonic unit in the northern surroundings of the Rimavská kotlina (depression) and perhaps also in its basement (Map 1). Lower Triassic: sandy-shaly formation of calcareous shales with limestone, dolomite and graywackes (BYSTRICKÝ 1959, KOCHANOVÁ in BEGAN 1963). Diabase and serpentinite bodies are amid these rocks.

The Middle and Uper Triassic: dark Gutenstein limestones and dolomite (Aegean — Bitynian), light Steinalm limestones and dolomite (? Bitynian-Illyrian) the Nádaš limestones (Pelsonian — Fassanian), grey Reifling limestones with cherts Pelsonian Carnian, light Wetterstein limestones and dolomites (Fassanian-Cordevolian), light Tisovec limestones (Julian-Tuvalian), red and grey Hallstatt limestones (Tuvalian-Sevatian), light Dachstein limestones (Norian), the Zlambach Member (marly limestones and marls Rhaetic) (BYSTRICKÝ 1964, BORZA 1965, KOZUR — MOCK 1974, GAÁL 1982, GAÁL — MELLO 1983, MELLO — GAÁL 1985). Jurassic: the Hierlat and the Adnet limestones (Liassic), the Allgäu shale limestones formation (Liassic-Dogger and radiolarites — Calloway — Oxfordian).

Table 1 show pre-Tertiary rocks revealed by drilling in the basement of the molasse sedimentary filling of the Rimavská kotlina depression.

## The Cenozoic

The Rimavská kotlina depression is filled with Cenozoic sediments and volcanics. The depression is a part of the Carpathian back-deep. The most part of its filling is Early Molasse (Kiscelian and Egerian) whereas the Main and the Late Molasse (Eggenburgian and Pontian) show a lesser areal extension and a lesser thickness.

The Oligocene — Kiscelian extends all over the depression except the Šafárikovo elevation (Fig. 2) but it does not crop out. Its lithologic filling is represented by the Číž Formation with four partial units (Fig. 2):

— The Skálnik Member is represented by local non-marine beds at the base of the Kiscelian resting on the pre-Cenozoic basement. Their maximum thickness is 33 m. They are varicoloured silts, kaoline clays and breccia. The sporomorph assemblage comprises Lower Oligocene forms (PLANDEROVÁ in VASS et al. 1982).

— The Blh Member rests upon the previous member or upon the pre-Cenozoic basement. Its maximum thickness is 41,5 m. It consists of breccia, conglomerates and sandstones. They contain marine fauna fragments.

— The bulk of the Číž Formation are the siltstones and claystones resting upon the Blh Member and ranging to 250 m in thickness. The rocks are grey, micaceous. Disintegrating layers (2—10 cm) alternate with more rigid banks (20—40 cm). The data on grain size, Ca-content and heavy minerals are in Tables 3, 4, 5. They contain marine fauna including typical Kiscelian species: *Nuculana deshaye siana*, *Propeamussium bronni zimanyii*, *Thyasira nysti*, *Tritaxia szaboi*, *Bolivina reticulata*, *Lenticulina kubinyi* (ONDREJČKOVÁ 1978a, SLAVÍKOVÁ 1953, KANTOROVÁ 1977, 1978a), the nannoplanktic assemblage comprises accompanying forms of the zone NP 24 (LEHOTAYOVÁ 1978a, b); the sporomorphs assemblage resembles the Kiscelian assemblage from the area of Štúrovo, including the species *Cicatricassisporites dorogensis*.

— The Hostišovce Member is a marginal equivalent of Kiscelian siltstones and claystones. It ranges to 20 m in thickness and consists of grey clays and silts with coal clays layers and lustrous coal laminae. They contain normal marine and brackish fauna without biostratigraphically significant species. Their Kiscelian age is based on superposition the Hostišovce Member rests upon the Skálnik Member and beneath the Egerian basal beds (beneath the Panica Member).

## The Oligocene — Miocene: Egerian

It is extended all over the depression (Map 3). It crops out in many places and its thickness exceeds 1000 m. The Lučenec Formation is Egerian in age and comprises four partial lithostratigraphic units (Fig. 2):

— The Panica Member is the basal part of the Lučenec Formation and wedges out towards the basin inside. It is 0,3—7 m thick and consists of breccia conglomerates and sandstones, containing *Miogypsina formosensis* (VAŇOVÁ 1978).

— The Budikovany Member is the basal marginal lithofacies rapidly wedging out towards the basin inside. It is about 15 m thick (borehole RK-2 near Hostišovce, Table 2). Organodetrital sandy limestones (Tab. 6) represent the dominant lithotype and contain also larger foraminifers including the Upper Oligocene species *Miogypsina formosensis* (VAŇOVÁ 1978).

— The Bretka Member is lithologically analogous to the Budikovany Member (detrital and organodetrital limestones, conglomerate and breccia layers). The beds contain large foraminifers including younger, Lower Miocene species *Miogypsina gunteri* and *M. tani*, marine molluscs with the Lower Miocene *Flabellipecten carryensis*. The Bretka Member represents the Upper Egerian.

— Grey partly calcareous siltstones (schlier) with claystone and friable sandstone layers represent the main mass of the Lučenec Formation. Tables 7, 8, 9 and Fig. 4 show data on grain size, Ca-content and heavy minerals. The rocks contain plentiful marine fauna — foraminifers: *Lenticulina moravica*, *Globigerina ouachyaensis*, *G. ciperoensis* and the index form of the planktic zone P 21 — *Globigerina opima opima* (KANTOROVÁ 1975—1980) molluscs: *Captonectes decussatus*, *Yoldia longa*, *Turritella vermicularis*, *Brissopsis ottnagensis*, *Lucina submichelotti*, *Codokia haidingeri*, *Ficus conditus* (ONDREJIČKOVÁ 1977), nannoplankton of the top part of the NP 24 zone, NP 25 and NN 1 zones (LEHOTAYOVÁ 1977). The pollen spectra seem typical of the Oligo-Miocene (PLANDEROVÁ 1966, SNOPOKOVÁ 1975, 1978).

### The Miocene: Eggenburgian

It forms the Cerová vrchovina upland along the Czechoslovakia-Hungarian frontier (Map 1, Map 4). The Eggenburgian is represented by the Filakovo Formation with two (or three) lithostratigraphic units (Fig. 2).

— The Tachty sandstones—the main mass of the Eggenburgian consists of friable sandstones and sands — lithic arenites (Table 12, Figs. 6, 7) with three lithotypes: sands and friable sandstones at the base, fine-grained sandstone layers with the schlier habitus in the middle; friable sandstones with the banks of solid sandstones represent the dominant type. The thickness of the Tachty sandstones is about 200 m. The rocks are grey, getting brown by weathering, with mica flakes and scarce sedimentary structures. The data on grain size, Ca-content and on heavy minerals are in Tables 10, 13. Frequencies of the solid sandstone banks their thickness, Ca-contents of the couple of friable sandstone: solid sandstone are given in Fig. 5 and Tab. 11. The sandstones contain marine fauna. The following Lower Miocene foraminifers are biostratigraphically significant: *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina praebuloides*, *Globigerinoides* sp., *Uvigerina parviformis*, *U. parkeri breviformis*, *U. bononiensis primiformis* and nannoplankton of the NN 2 including the index species *Discoaster druggi* (KANTOROVÁ, LEHOTAYOVÁ in VASS et al. 1980).

— The Jalový potok Member consists of grey, greyish-green sandstones (Table 12) with large cross bedding. The member ranges to 120 m in thickness. It is laterally replaced or overlies the friable sandstones with solid banks.

The cross bedding sets dip northwestwards, northwards ( $320^{\circ}$ — $14^{\circ}$ ) and contain marine fauna fragments. The data on grain size, Ca-contents and on heavy minerals are in Table 14 and 15, and in Fig. 8.

— The Biriň Member resembles the Jalová samota Member but the cross bedding is less frequent in the former. The data on grain size, carbonate-contents, heavy minerals and on petrographic composition are given in Tables 12, 14, 15 and in Fig. 9.

### The Middle Miocene

It is represented by volcanics of the Pokoradz Formation forming several masses in the northern part of the Rimavská kotlina depression (Map 15). Thickness of the formation is 100—200 m, 20—60 m in isolated relics at the north. The formation consists of epiclastic and pyroclastic rocks. Structure of the formation is presented in Figures 10—20. Essential lithotypes of the formation are: conglomerates with

volcanic and nonvolcanic material, sorted and unsorted epiclastic volcanic sandstones with occasional conglomerates and breccias (Fig. 13), fine to coarse epiclastic volcanic conglomerates (Fig. 14), fine to coarse epiclastic volcanic breccias with conglomerate layers, chaotic lahar breccia, agglomerates and tuffs, pyroclastic flow deposits. Volcanoclastics rocks are cut by three necks composed of explosive breccia or brecciated andesite. The necks are indicative of the presence of volcanic centres. Material of the formation mostly consists of augite-hypersthene andesites with microlitic and hyalopilitic groundmass, augite-hypersthene andesite with hornblende, hypersthene andesite and hornblende-hypersthene andesites with glassy, hyalopilitic, microlitic or pilotaxitic groundmass. Pumice consists of hypersthene-hornblende and hornblende andesites. The accurate age of the Pokoradz Formation has not been determined so far. The flora from the locality Vyšný Skálnik, treated recently by SITÁR and DIANIŠKA (1979), is indicative of the Sarmatian age whereas radiometric ages ( $16,2 \pm 0,8$  and  $16,4 \pm 0,6$  Ma, REPČOK 1970) are Lower Badenian.

#### *The Pannonian ? — Pontian?*

East of Šafárikovo, near the Czechoslovak-Hungarian frontier (Map 6) the Triassic sequences are overlain by grey, dark-grey clays and silts. They differ from clays of the overlying Poltár Formation in dominant montmorillonite; kaolinite is only present in traces. The rocks do not contain any autochthonous fauna. They perhaps are equivalent to the coalbearing Upper Miocene sequences in North Hungary.

The Pontian sequences are represented by the Poltár Formation extending over the N and NE parts of the depression. There the Poltár Formation either overlies the Lučenec Formation (Egerian) or pre-Cenozoic (Map 6, 6a) rocks. It consists of variegated clays sands and gravels. They contain spore-morphs recently studied by Planderová (1986) in the adjacent Lučenská kotlina depression. Planderová ranges them to the Pontian.

#### *The Pliocene — Pleistocene*

There are denudation remnants of two basalt diatremes S of the village Gemerské Dechtáre. They belong to the Cerová basalt Formation most extensive in the adjacent Cerová vrchovina upland. Their Pliocene-Pleistocene age of the formation was proved by the mammal fauna (FEJFAR 1964) and by radiometric dating (BALOGH et al. 1981).

*Quaternary sediments* form continuous covers in the Rimavská kotlina depression and extend along river valleys far in the area of the Slovak Karst. The greatest area is occupied by fluvial terrace sediments covered with loesses, loessy loams and flood-plain sediments, deluvial, proluvial and organogenic sediments.

The early Pleistocene is represented by the highest terraces fluvial sediments in three levels. The highest terrace is represented by the Biberian grey and red-brown fluvial polymict gravels. The middle terrace consists of gravel relict of the stream-bed facies of the Donau Glacial. They are covered with a rubified fossil soil complex of the Donau-Günz Interglacial. The lower highest terraces in a relative altitude 85 m are represented by sandy gravels and sands of the Günz Glacial. They are covered with grey loams and clays with red rubified soils of the Günz — Mindel Interglacial. They are overlain by loesses and loessy loams.

Mindelien terraces and terrace cones (gravels and loamy gravels) at two levels form the largest fluvial accumulation in the Rimavská kotlina depression. They are overlain by limonitized sands, dark-grey clays with ferruginous concretions, red-brown rubified soils of the Mindel — Riss Glacial, loesses and loessy loams.

Middle terraces are at two levels. The higher — older Riss or pre-Riss terrace (loamy polymict gravels), the lower main Riss terrace — sandy gravels with *Mamthus primigenius*. They are overlain by coarse-grained sands and flood loams, scarce travertines with frigidophilous malacofauna, fossil soils of the Riss — Würm Interglacial, and a cover of Würm loesses, loessy loams.

The Late Pleistocene is represented by loamy — gravelly sediments of low alluvial fans, Early Würm terrace gravels and an extensive cover of loesses and loessy loams. Lower gravels are represented by river flat bottom accumulation and occasional partly blown sands of Late Würm Glacial in the overlier.

Loess series in the Rimavská kotlina depression are dissected by fossil soils and consist of silty, clayey — silty, slightly calcareous and non-calcareous loams. Interfluvial of the Rimava, Blh and Slaná river are covered with deluvial (polygenetic), sandy and silty-sandy loams.

The Holocene is represented by the flood deposits of river plains (clay, sands, gravels) and loamy-sandy to gravelly alluvial fans. Holocene travertines (calcareous tufas) are scarce.

## GEOPHYSICAL MEASUREMENTS AND THEIR INTERPRETATION

Gravimetric magnetic, geoelectrical seismic measurements were performed, and physical rock properties were determined in the Rimavská kotlina depression.

Physical rock properties in the filling and basement of the Rimavská kotlina depression are considerably heterogeneous owing to the variable and intricate geologic structure. The density rock characteristics are given in Tables 17—20. The density parameters changes were traced in the borehole FV-1 (Fig. 21).

Magnetic rock properties show wide-range changes. The volume susceptibility varies between 0 and 139372 (SI) and natural remanent magnetic polarization between 0 and 36433nT. The Table 21 shows that Tertiary volcanics and pre-Tertiary serpentinites have higher average values of magnetic parameters. The vertical course of magnetic parameters in the borehole FV-1 is presented in Fig. 21, magnetic parameters of rock from the borehole FV-1 — in Tables 22 and 23.

Resistivity of rocks changes according to types of rocks or rock complexes:

surfaces and basin filling	8—100 ohm m
Poltár Formation	40—950 ohm m
basalts	200—∞ ohm m
Tertiary basin filling	
(with the exception of Poltár Formation)	5—150 ohm m
pre-Tertiary basin basement	30—∞ ohm m

Interpretation of geoelectrical measurements. The interpretation resulted in a map of depths of the underlying nonconductive horizon (Fig. 22) which mostly corresponds to the surface relief of the pre-Tertiary basin basement. The depth of the nonconductive horizon increases from N to S.

Interpretation of magnetic measurements resulted in a map of magnetic rocks in the Tertiary filling and in the basement of the depression (Fig. 23, 24). Volcanic rocks represent the source of magnetic anomalies in the Tertiary of the depression and of its surroundings. Magnetic anomalies in pre-Tertiary rock complexes are mostly caused by serpentinites (Držkovce—Bretka). Prominent magnetic anomalies form a belt from Blhovce through Horné Záhorany to Brusník. The magnetic rocks complex is disturbed by faults because the depth of its upper margin increases suddenly (by throw) (the Rimava Fault and the Blh creek faults). Near the village Blhovce the borehole FV-1 revealed metamorphosed rocks with a rather high ferromagnetic minerals concentration as the source of the magnetic anomaly. The Blhovce magnetic anomaly was interpreted by the method of Fourier transformation of magnetic field (Figs. 25a, b, c).

Interpretation of seismic measurements. Several velocity boundaries may be read in seismic lines. The most pronounced velocity boundary corresponds to the course of pre-Tertiary depression-basement relief. A less pronounced velocity boundary is inside the Tertiary fill but its geological meaning has so far not been revealed. Velocity boundaries were also found in the pre-Tertiary basement. Some of them correspond to the contact between Mesozoic carbonate and metamorphic rocks or shales, others reflect heterogeneity of metamorphic rocks. The seismic lines interpreted are presented in Fig. 26.

Interpretation of gravity measurements was done with respect to results obtained by other geophysical methods, particularly the seismic method. The interpretation resulted in:

a) the pre-Tertiary basin relief with elevations and depressions delimited (Fig. 27), b) density inhomogeneities in the depression fill (Figs. 28—29), c) density inhomogeneities in the deeper and shallower basements (Figs. 30, 31, 32), d) gravitational field linear structures.

The structure of deeper parts of the crust. The data are scarce and gravity elevations identified on the basis of correlating the geological facts with the gravitational field do not correspond to the Tertiary fill structure not to the structure of the pre-Tertiary basin basement. They must have been caused by

structural elements of deeper crustal parts. The following anomalies are positive: (Map. 1, 1a): Gemerský Jablonec (No. 1): the anomaly is due to rock masses in the mantle top (partial diapir); Horné Záhorany (No. 4) and Ratkovská Lehota—Brusník (No. 6): basic rocks in a deeper basement (correlation with magnetic anomaly), Gemerská Panica (No. 3) — uncertain origin. Negative anomalies: the Drienčany Karst (No. 4), Stránska (No. 1); E of Šafárikovo (No. 2) the negative anomalies are presumably caused by acid magnetic rocks in deeper crust.

## THE STRUCTURE OF THE PRE-TERTIARY BASEMENT

Fold megastructures extend from southern slopes of the Slovenské rudohorie mountains to the depression basement. There they were revealed by drilling, by seismic, geoelectrical methods and by gravimetry. They are as follows (Map. 1): the Španie Pole syncline, the Licince syncline, the Bretka syncline, the Panica anticline, the Stránska syncline, the Lenartovce anticline.

The depression basement is disturbed by faults manifested in the gravitational field as NE-trending vertical density boundaries (Plešivec fault, a.o.) NW-trending density boundaries (Štítnik fault, Rimava fault a.o.) and eventual WNW-trending density boundaries (Map. 1). The Rimava fault and the Blh fault are the lines segmenting the Blhovce—Brusník belt of magnetic anomalies.

The structure of the depression molasse fill. The depression fill is disturbed by NE, NW and partly by N—S and E—W faults. The main structural units delimited by NE faults (Map 7) are as follows: the Drienčany marginal block (Hostišovce fault), the Veľký Blh block (Rašice fault), the Gemerská Ves — Čoltovo marginal block (Sograd fault), the Kaloša deep block (Lapša fault), the Šafárikovo elevation (divided by longitudinal faults into the Vasas high block, the Panská pustatina deep block, the Na ozvene high block, the Neporadz block, the Abovce deep block (Neporadz fault).

The main units delimited by NW faults (Map 7): the Kesov deep block (Štítnik fault, Turiec fault), the Číž horst (Slaná river fault, Blh fault; the horst is subdivided by longitudinal faults into the Stránska block, Rumince block and Cakov block), the Lukovištia—Batka deep block (Rimava fault), the Dužava — Kružno deep block.

The Slaná river fault is most significant among N—S faults.

## CENOZOIC PALEOGEOGRAPHY OF THE RIMAVSKÁ KOTLINA DEPRESSION

The pre-Kiscelian period. There is a lack of evidence on the period. The main Mediterranean or Subhercynian folding of pre-Cenozoic rocks was followed during the Campanian by partial epicontinental sea flood over the depression. Later on the flooded area emerged and got denuded. Karstification of Triassic limestones commenced in the Upper Cretaceous time — because Upper Cretaceous sporomorphs were found in karst fissure fill near Gombasek (Mello—Snopková 1973). It looks as if the pre-Kiscelian fault structure was inverse in relation to the on later structure — because younger basement rocks preserved on high blocks the Kiscelian — Egerian structure than on sunken blocks.

The Kiscelian. The area of the Rimavská kotlina depression started subsiding and the continental Skálnik member formed. Later on the depression — except the Šafárikovo elevation — was flooded with the sea from S and/or SW (Map 2). Marginal near-shore lagoons, shallow-sea environment (littoral — shallower sublittoral), deeper sea environment (deeper sublittoral) may be distinguished in the depression. Sediments of the schlieren type, originating from a uniform suspension without the near-floor currents intervention are dominant. The depositional environment was poorly aerated (plentiful pyrite fill of foraminifer shells). The sediments distribution and their variable thickness are indicative of the synsedimentary activity of NE faults. The transport of detrital material from N, NE, NW is presumed. The source area was levelled, the material was transported from distant areas (small amount of coarse clastics). In the source area the Triassic rocks of the Silica nappe, the Jurassic and Cretaceous rocks were present. The source area showed the growth of hydrophilous foliaceous forests, ferns, and coniferous forests on shadowy slopes. The climate was subtropical.

The Egerian. The partial Kiscelian sea regression in the depression was followed by the Egerian sea transgression. The sea also flooded the Šafárikovo elevation (Map 3). Marginal shallow-water facies

are on the northern periphery of the depression or underlie the deeper-sea facies in the central and southern parts of the depression and around the Kaloša deep block. The schlieren sediments represent the dominant lithotype. They have the same genesis as the Kiscelian schlieren. Organogenic limestones are on the basin margin. The bottom part of the depositional area was anoxic. The Egerian sediments thickness distribution was controlled by syngenetic NE faults. The detrital material is presumed to have been transported from N, NE and NW. In the time of the Egerian transgression the coast was steep (coarse clastics) in the northern part of the depression and later the relief of the source area was flat. In the source area the Triassic carbonates dominated over Jurassic, Lower Cretaceous carbonates, Upper Cretaceous, Lower Triassic sediments and over basic rocks. Granitoids and metamorphic rocks were exposed in the distant source area. No high-rank metamorphic rocks were exposed there. The climate was subtropical, somewhat cooler than in the Kiscelian time.

The Eggenburgian. The Egerian sea regression was followed by the Eggenburgian transgression. We do not know its extension in the depression — now the Eggenburgian sediments only occur in the Cerová vrchovina upland (Map 4). There are sandy sediments indicative mostly of the littoral to sublittoral environment of normal sea. The Eggenburgian sediments thicknesses are in Map 4. Current marks are indicative of northward paleocurrents i. e. towards the dryland (tidal channels). The Inner Carpathians represented the source area, i.e. the detrital material was transported from N, NE, NW. The Cretaceous sediments and metamorphic rocks including highrank metamorphic rock and magmatic rocks were present in the source area. Dispersed volcanic material originated from distant coeval volcanoes. The presence of glauconite indicates periods and areas devoid of the detrital material transport. The climate was subtropical in the Eggenburgian time.

The Middle Miocene (Badenian—Sarmatian). After the Eggenburgian sea regression the Rimavská kotlina depression and the Cerová vrchovina upland underwent uplift and long (5—7 mill. y.) denudation. In the Middle Miocene the Rimavská kotlina depression or at least its northern part started subsiding again. At the beginning, the sedimentation proceeded in a fluvial environment on rather a steep relief, later on in a lacustrine environment which almost exclusively volcanoclastic material was washed in. Basal volcanoclastics show sedimentological features of beach sediments. Later on lahars with indications of the transport from N to S flowed into the lake. The present volcanoclastics thickness distribution in the Pokoradz Formation is illustrated by isopachs in Map. 5. There is also presented the presumable original distribution of the Pokoradz Formation extending at least to the centre of the depression. Volcanoclastic material originated from volcanic centres N of the depression but the top parts of the Pokoradz Formation represent products of local volcanic centres (pyroclastic flows) whose existence is proved by necks. Some NW faults might have been synsedimentary in relation to the Pokoradz Formation or their activity preceded its origin. In the time of the origin the Pokoradz Formation the climate was moderately warm and humid. As for vegetation, forests with isolated swamps prevailed.

The Pontian. The termination of the Middle-Miocene subsidence in the Rimavská kotlina depression was followed by the long-lasting emergence of the area. In the Pontian time the eastern and western parts of the depression started subsiding creating thus favourable conditions for sedimentation in the lacustrine-fluvial environment and for the origin of the Poltár Formation. The distribution of facies and thicknesses of the Pontian are given in Map 6. Some faults seem to have been active in the Pontian time. Pontian sediments are still preserved on sunken blocks of the faults. Detrital material was transported from the Slovenské rudohorie Mts., the lack of carbonate pebbles in the Poltár Formation indicated that the Slovak karst, mostly composed of Triassic carbonates had not been exposed to erosion. At least at the beginning of the Poltár Formation deposition the relief of the source area was steep (gravels at the base of the formation), later on it was levelled and clay deposition dominated in the depression. The climate was subtropical, mild, mostly arid (steppe vegetation) with more humid periods ( forest with plentiful Polypodiaceae) with kaolinic weathering processes (Mišík 1956).

## HYDROGEOLOGY

Four hydrogeologic complexes may be distinguished in the Rimavská kotlina depression.

Mesozoic rocks of the Silica nappe and Meliata Group. They show fissure-karst permeability. Middle Triassic carbonates with shallow groundwater circulation are particularly permeable. Yields of significant springs are given in Table 24. Groundwaters in carbonates are recharged by rainfall

infiltration, so the springs yields are considerably variable. The barrier springs (on the contact with Tertiary siltstones) are characterized by higher yields. According to their chemical composition the waters are ranged to the calcium (magnesium) bicarbonate type with T.D.S. 400—650 mg.l<sup>-1</sup> (Gazda in Hanzel 1975). The Slovak Karst is the infiltration area of karst springs on the north-eastern periphery of depression. The karst waters penetrate into the depression basement and represent there the source of the artesian spring at Šafárikovo (Králik 19).

Andesite volcanoclastics show the pore permeability lower part of Pokoradza Formation and fissure permeability (upper part of formation). The groundwater circulation in this hydrogeologic complex mostly proceeds along faults. Egerian siltstones form an impermeable basement. The yields of springs are given in Table 24. T.D.S. range up to 200 mg.l<sup>-1</sup>.

### **Tertiary and Quaternary sediments of the Rimavská kotlina depression and the Cerová vrchovina upland**

Among the Tertiary sediments the calcareous siltstones and Egerian silts (Lučenec Formation) represent an impermeable complex with local sandy water-bearing layers. Tertiary conglomerates and limestones on the northern periphery of the depression are broken and recharged with water from Middle Triassic carbonates. The yields of the springs are 2 l.s<sup>-1</sup>—8 l.s<sup>-1</sup>. The friable sandstones and sands of the Eggenburgian (the Filákov Formation) are low water-bearing and the spring yields range from 0,5 l.s<sup>-1</sup>—3,0 l.s<sup>-1</sup>. The Poltár Formation (Pontian) consisting of clays, sands and conglomerates show a lower permeability coefficient: 10<sup>-6</sup>—10<sup>-7</sup> m.s<sup>-1</sup> and springs issuing from the formation have smaller yields (0,1 l.s<sup>-1</sup>). Egerian groundwaters with shallow circulation (to 50 m) have mostly the calcium (magnesium)—bicarbonate chemical composition and T.D.S. 0,6—1,4 g.l<sup>-1</sup>. Kiscelian and Egerian groundwaters with deep circulation have high T.D.S. 4,0—15,0 g.l<sup>-1</sup>. The Na-Cl waters also occur (Gazda in Hanzel et al. 1975).

Hydrogeological parameters from boreholes in Tertiary sediments are given in Table 25.

Fluvial sediments of the Quaternary represent the most significant hydrogeologic complex. They are recharged by rainfall and by infiltration from rivers. The groundwater level fluctuation is controlled by surface flow level fluctuation (groundwater level fluctuation in river flood plains and in flood plains of creeks with the thickness of alluvia, spring yields are in Table 26, 27). Water mineralization in the Slaná river flood plain slightly increases in the water course from 0,35 do 0,75 g.l<sup>-1</sup> and the calcium-sulfate component increases too. Water mineralization in the Muráň creek flood plain is 0,3—0,6 g.l<sup>-1</sup>, in the Turiec creek flood plain 0,2—0,8 g.l<sup>-1</sup>, the Blh creek flood plain 0,5—0,1 g.l<sup>-1</sup> (Drienčany Ca-HCO<sub>3</sub> type) and/or 0,3—0,55 g.l<sup>-1</sup> (Veľký Blh—Uzovská Panica) and in the Rimava river flood plain 0,2—1,3 g.l<sup>-1</sup> (Ca-HCO<sub>3</sub> type; GAZDA in HANZEL et al. 1975).

Mineral waters in the Rimavská kotlina depression are mostly carbonatic. They are associated with NW and NE faults, especially with their crossing. Mineral waters also occur in the eastern part of the depression (in surroundings of the villages Barca, Cakov, Radnovce, Sútor, Šafárikovo, Bretka). Jodine-Brome waters are scarce in the surroundings of the Čiž spa. They are marinogenic degraded waters associated with Kiscelian and Egerian sediments (FRANKO in ŠKVARKA et al. 1975). Chemical composition, temperature, pH, CO<sub>2</sub> content and yields of some mineral water springs are presented in Table 28.

### **RECENT SOIL COVER**

Recent soil cover of the Rimavská kotlina (depression) and of the adjacent area is characterized by frequent relic pedogenetic phenomena, mostly the rests of chromic soils, buried humus horizon in albo-gleyic luvisols and paleohydromorphic phenomena. Soil subtypes on coarse-clastic silicate rock wastes are represented by cambisols on limestones and dolomite by rendzinas (typical, cambisol, chromic and debris), on Neogene siltstones and sandstones — by calcaric regosols. On smaller areas of loessy loams covering some Pleistocene fluvial terraces are chernosems with distinct sings of hydromorphic genesis. On uplands covered with loessy and polygenetic loessy loams are luvisols and on flat hillock tops are luvisols and albo-gleyic luvisols, most part of them occur in a rase form



chromic and with fossil humus horizon at the depth 0,40—0,50 m. The age of humus of these horizons was determined by  $^{14}\text{C}$  as AMRT to  $7358 \pm 95$  years. On deluvia of rigid silicate rocks cambisols are dominant (eutric and dystric). Soil cover of fluvial plains consists of chernosems and fluvieutric gleysols.

The character of the recent soil cover is conditioned by geologic structure and genesis of geomorphologic elements of the area. Pedogenesis was affected by bioclimatic elements and cultivation activity of man. (See Tab. 28a in Slovak text).

## SLOPE DEFORMATIONS IN THE RIMAVSKÁ KOTLINA DEPRESSION

There are few slope deformations in the depression. Most of them are in the northern part of the depression (Figs. 35, 36).

Conditions for slope deformations.

Climate is not favourable for slope deformations. Total annual average rainfall is low — 640 mm (Table 29), the climatic irrigation index (rainfall minus potential evaporation) is deficient (200—300 mm per year).

Geomorphological conditions — the smooth and hummocky topography with the average slope dip  $9^\circ$ — $11^\circ$ , occasionally  $17^\circ$ — $20^\circ$  — are unfavourable for slope deformation under the given geological and hydrogeological conditions. In the northern part of the depression the geomorphological conditions: steep slopes of uplands (the Blh and the Pokoradz plateaus) composed of the Pokoradz Formation volcanics, resting upon a plastic basement — are favourable for slope deformations, particularly for block slides.

Hydrogeological conditions. Permeable Pokoradz Formation volcanics and poorly permeable underlying Lučenec Formation sediments from a hydrogeological structure favourable for slope deformations. Other favourable hydrogeological structure: alternating sandy and clayey layers in the Lučenec Formation, is scarce.

Geological conditions. The relation between the Pokoradz and the Lučenec Formation is most significant for slope deformations. There are no slope deformations in the place where the Pokoradz Formation rests upon the pre-Tertiary basement. The Poltár Formation is generally favourable for slope deformations (permeable gravels, sands and impermeable plastic clays). Among Quaternary sediments the alluvial-deluvial sediments (clayey and clayey — sandy loams and loamy — rocky deluvia) are favourable for slope deformations. Faults disturbing the Rimavská kotlina depression fill do not markedly influence slope deformations.

### Physical and mechanical properties

The Lučenec Formation sediments and the eluvial-deluvial Quaternary cover represent conditions favourable for the formation of shear plains. Physical properties of the Lučenec Formation are variable (grain size characteristic are in Table 7, the limit grain size curves of samples physical and mechanical properties — including Quaternary alluvial-deluvial sediment samples are given in Figures 37, 38).

The Lučenec Formation silts — siltstones are medium — plastic (Fig. 39). Clays, clayey loams and sandy clayey loams are highly and extremely plastic (Fig. 40). They are variable in volume and slacking. Silts and siltstones show comparatively high values of shear strength parameters (Table 30). Correlations between shear parameters and some physical properties are given Fig. 41—46 and in Table 31. Residual shear parameters are in Table 32.

A complex evaluation of physical and mechanical properties of rocks forming the slopes in the Rimavská kotlina depression show that the rocks are unfavourable for shear planes. In the case of increased humidity, clay intercalations and clayey loam layers are favourable for the development of shear planes.

Conditions for development of slope deformations in the Rimavská kotlina depression are illustrated with Table 33.

## Occurrence and characteristics of slope deformations

The occurrences of slope deformations are given in Table 34. Most deformations are on the slopes of the Blh and the Pokoradz plateaus (57% of the total area). The Pokoradz Formation volcanics aggravated the basement — the Lučenec Formation. The volcanics were divided into blocks which, having surpassed the basement rocks shear strength, started sliding over the basement, sinking in the basement and caused kneading of shear planes (Fig. 47). These processes were associated with areal slope deformations in cover formations. The sliding was supported by groundwaters concentrating in the surficial parts of the Lučenec Formation. Fissures and cracks-dislocated overlying volcanics represented the infiltration area. The sliding was and still is supported by neotectonic movements. The blocks slid by creeping (the block movements over a plastic basement in the sense of NEMČOK et al. in NEMČOK 1982), deformations and movements over slopes in the block foreland belong among slidings along a compound shear plane with a much greater velocity.

The area of the Rimavská kotlina depression proper (depression upland) is partly disturbed by slope deformations (only 12 percent of the total area). Slopes are mostly deformed by planar sliding.

The block- and planar slides are mostly fossil and potential, and some are still active.

## NONMETALLIFEROUS RAW MATERIALS

Nonmetalliferous raw materials present in the Rimavská kotlina depression are partly exploited.

Building material is represented by:

Gravel sands. These are mined in several places. There are mostly Quaternary gravel sands: bottom accumulation gravels of river flood plains

— Late Würm (deposits 1—8, Map 9), Early Würm terraces (deposits 9—16), gravel sands of the Riss terrace (deposits 17—23), of the pre-Riss terrace (deposits 24, 25). Estimated gravel sands reserves at some deposits are given in Table 36.

Utilization: material for protective earth dams, for roadbeds, in mixtures for lower-quality concrete. Selective mined sands are utilized as mortar sands.

Prognostic gravel sands resources are associated with the Quaternary levels (areas I—XVIII, Map 8), with the Mindel terrace (XIX) and Pontian Poltár Formation (XX).

Brickmaking materials are associated with the Lučenec Formation. At present the materials are mined at Šafárikovo (34). Technologic properties of the materials are presented in Table 37. Other smaller, formerly mined deposits (deposits 43a, 45—65, Map 9) offer material which has not been technologically tested but the material is coeval with the material of the brick-kiln in Šafárikovo. Their genesis is the same as well. Bricks were also made of loessy loams (Würm, deposit 44). The data on the brickmaking material reserves are given in Table 38.

Prognostic resources are extensive (XXVII—LXI, Map 9).

Building sands are mined from several stratigraphic levels: Quaternary (Würm—Holocene; deposits 26 and 27, Map 8), from the Middle Miocene Pokoradz Formation (andesite epiclastic disintegrating sandstones and sands, deposits 28—31, 37, Map 9), from the Eggenburgian Filakovo Formation (deposits 32 and 33). Estimated reserves are given in Table 39.

Prognostic resources are represented by Würm and Holocene sands (areas XXI, XII, Map 9), Early Quaternary — Mindel (XXIII) and the Eggenburgian Filakovo Formation sands (areas XXIV—XXVI, Map 9).

*Building stone and crushed rock.* The material is represented by Triassic dolomites — part of pre-Tertiary basement isles in the depression (deposits 66, 66a, 67, Map 9), limestones and/or Egerian fine-grained conglomerates (Bretka, Member, deposit 68) and Middle Miocene volcanoclastics of the Pokoradz Formation (deposits 72, 73 and prognostic area LXVII). Formerly also Quaternary travertines (Riss — Würm, deposit 69) were mined. Building stones or rocks were used for curb stones, into house foundations; gravel for roads and in concrete.

Ceramic and earthen materials are represented by the Pontian Poltár Formation clays. The reserves have been checked at two deposits (70—71). They may be used for the production of earthenware or of bricks. Light-coloured clays of the Poltár Formation are suitable into mixture for the production of ceramic tiles melted wall tiles, building ceramics. Prognostic resources of such material may be presumed at several localities (LXII—LXIV).

## Fuels

Theoretically, coal seams may occur in the Hostišovce Member (Kiscelian) but so far only laminae and shed coal have been found there. The area of the presumable extension of the Hostišovce Member is in the northern part of the depression (LXV). Equivalents of Upper Miocene lignite-bearing beds in NE Hungary were only found along the Slovak-Hungarian frontier in the SE part of the depression. They, however, were devoid of coal seams.

## EXPLANATIONS TO COLOURED MAPS 1—10

### Map 1 Geological-structural scheme of the Rimavská kotlina depression pre-Tertiary basement

1 — Upper Cretaceous: Calcareous claystones with the banks of limestone and conglomerate; 2 — Jurassic: limestones, shaly-limestone, shales, radiolarites; 3 — Middle-Upper Triassic: limestones and dolomites, scarce marls, a) on surface, b) on N margin in basement of the Tertiary, c) inside the depression; 4 — Lower Triassic: sandstones, shales and evaporites; diabase and serpentinite bodies; 5 — Triassic — Meliata Group: shales, limestones, silicites, diabase bodies; 6 — Permian — Brusník Formation: conglomerates, arcoses, sandstones, metarhyolite tuff layers; 7 — Carboniferous — Dobšiná Group (Ochtiná Formation): metamorphosed shales, graphite shales and conglomerates; 8 — Middle-Upper Devonian — Rakovec Group: phyllites and green schists (in borehole FV-1); 9 — Early Paleozoic (Silurian — Lower Devonian) — Gelnica Group: phyllites with lydite carbonate, metarhyolite tuff; 10 — Upper Paleozoic (Revúca Group) — Lower Triassic (Foederata Group): metamorphosed sandstones, phyllite shales with volcanoclastics; 11a — Paleozoic shales and non-carbonate Mesozoic of Gemic and Meliata Group (undivided); 11b — Early Paleozoic of Gemic (Gelnica Group ?); 12 — boundaries between geologic formations and/or of pre-Tertiary rocks outcrops; 13 — pre-Tertiary basement faults; 14 — pre-Tertiary basement faults manifested in the Tertiary; 15 — overthrust faults; 16 — nappe fronts; 17 — presumable course of axes of anticlines; 18 — presumable course of axes of synclines; 18 — gravimetric anomalies; 19 — negative; 20 — positive;

*Magnetic anomalies:* 20 — established and inferred serpentinite occurrences; 21 — magnetic rocks at depth greater than 0,1 km; 22 — magnetic rocks at depth greater than 0,2 km; 23 — non-magnetic rocks at depth greater than 0,1 km; 24 — seismic lines; 25 — borehole Tertiary/pre-Tertiary basement boundary and/or deepest stratigraphic boundary;

depth in metres  
*Positive gravity anomalies:* 1 — Gemerský Jablonec; 2 — Uzovská Panica — Nižná Kaloša; 3 — E of Gemerská Panica; 4 — Horné Záhorany; 5 — vicinity of Brusník;

*Negative gravity anomalies:* 1 — Figa — Stránska; 2 — E of Šafárikovo; 3 — S of Licince (Meliata); 4 — Slizké — Hostišovce; 5 — Selce.

### Map 2 Paleogeographical map of the Kiscelian

*Paleogeographic areas:* Areas of erosion and denudation — *Continental areas:* 1 — flat relief; 2 — steeper relief; *Sedimentation areas:* Marine and continental areas: 3 — Lagoonal; 3a — continental covered with lagoonal sediments; 4 — shallow-sea; 5 — deeper-sea (deeper sublittoral); *Generalized petrographic character and age of rocks in source area:* 6 — prevalent deposits (indexes mark presumable stratigraphical age): T — Triassic, J — Jurassic, K — Cretaceous, M — Mesozoic and Late Paleozoic undivided; 7 — prevalent metamorphosed rocks (SP — Early Paleozoic, C — Carboniferous, P — Permian), *Lithofacies of sedimentation areas:* 8 — calcareous claystones — siltstones; 9 — calcareous claystones — siltstones with basal clastics (in boreholes); 10 — clays with coal intercalations; 11 — clays with coal intercalations and with basal clastics (in boreholes); *Other symbols:* 12 — presumable margin of Kiscelian sediments distribution; 13 — thickness isolines in metres; 14 — synsedimentary faults; 15 — presumable directions of clastic material transport; 16 — presumable direction of sea transgression; 17a — borehole: thickness of Kiscelian in metres; 17b — boreholes without Kiscelian sediments.

### Map 2a: Extension of pre-Kiscelian basement units

1 — extent of Kiscelian sediments; 2 — carbonate rocks of Silica nappe; 3 — non-carbonatic rocks (Paleozoic, Lower Triassic of Silica nappe, Triassic of Meliata Group, Upper Cretaceous) undivided, in basement of the Kiscelian; 4 — Meliata Group (checked by boreholes).

### Map 3 Paleogeographical maps of the Egerian

*Paleogeographical areas:* Areas of erosion and denudation; *Continental areas:* 1 — flat relief, 2 — steeper relief, *Sedimentation areas:* Marine areas; 3 — shallow-sea (littoral — shallow sublittoral); 4 — deeper-sea (deeper sublittoral); 5 — shallower-sea sediments overlying the deeper sea sediments; *Generalized petrographic character and age of rocks in source area:* 6 — prevalent sediments (index mark assumed stratigraphical age): T — Triassic, J — Jurassic, K — Cretaceous; 7 — prevalent metamorphosed rocks (C — Carboniferous, P — Permian); *Lithofacies of sedimentation area:* 8 — calcareous silts (schlieren); 9 — calcareous silts with basal clastic (in borehole); 10 — calcareous silts (schlieren) in upper part alternating silts and sands; 11 — cong-

lomerates and breccia; 12 — organodetrital limestones to calcareous sandstones; 13 — organogenic limestones; *Other symbols*: 14 — present border of Egerian sediments extension; 15 — boundary of lithofacies; 16 — thickness isolines in metres; 17 — synsedimentary faults; 18 — presumable direction of clastic material transport; 19 — presumable sea transgression direction; 20 — *borehole*: thickness of Egerian in metres; 21 — boreholes without Egerian sediments.

#### Map 3a Extension of the pre-Egerian basement units

1 — extent of the Egerian sediments; 2 — Kiscelian sediments; 3 — carbonate rocks of Silica nappe; 4 — non-carbonate Mesozoic rocks of Silica nappe and Meliata Group; 5 — Gemic Paleozoic rocks;

#### Map 4 Paleogeographical map of the Eggenburgian

*Paleogeographic areas of erosion and denudation. Continental areas*: 1 — relatively steep relief; *Sedimentation areas*: Marine areas: 2 — shallow-sea (littoral) shallow sublittoral; 3 — presumable covered with shallow-sea or continental sediments; *Generalized petrographic character and age of rocks in source area*: 4 — prevalent sediments (indexes mark presumable stratigraphical age: T — Triassic, J — Jurassic, K — Cretaceous, M — Mesozoic undivided); 5 — prevalent metamorphosed rocks (C — Carboniferous, P — Permian); *Lithofacies of sedimentation area*: 6 — friable sandstones with sandstones banks; 7 — cross-bedded sandstones with glauconite; *Other symbols*: 8 — present margin of Eggenburgian sediments; 9 — possible margin of Eggenburgian sediments; 10 — thickness isolines in metres; 11 — presumable clastic material transport direction; 12 — *borehole*: thickness of the Eggenburgian in metres; 13 — current structures.

#### Map 4a Extension of the pre-Eggenburgian basement units

1 — Eggenburgian sediments extent; 2 — Egerian sediments; 3 — Egerian sediments in area of presumable Eggenburgian extent.

#### Map 5 Paleogeographical map of the Middle Miocene

*Paleogeographic areas*:

Areas without prominent denudation and sedimentation; *Continental areas*: 1 — assumed area without sedimentation and detrital material transport; *Areas of sedimentation*: Continental areas 2 — lacustrine; 3 — lacustrine covered with volcanic slopes; 4 — lacustrine area inferred; 5 — lacustrine and volcanic slopes area — inferred; *Lithofacies of sedimentation area*: 6 — epiclastic sandstones, conglomerates; pelite tuffs, 7 — lahars and volcanoclastic flows; 8 — necks; *Other symbols*: 9 — present erosive margin volcanoclastics extent; 10 — thickness isolines in metres; 11 — transport directions according to tree-trunks orientation;

#### Map 5a Extension of pre-Middle Miocene basement units

1 — volcanoclastics extent; 2 — Late Paleozoic of Veporic; 3 — Early Paleozoic of Gemic with Late Paleozoic cover; 4 — Late Paleozoic of Gemic; 5 — Paleozoic, non-carbonate Mesozoic of Silica nappe and Meliata Group, undivided; 6 — Meliata Group rocks; 7 — non-carbonate rocks, Lower Triassic of Silica nappe; 8 — carbonate rocks — Middle — Upper Triassic of Silica nappe; 9 — Egerian sediments, 10 — Eggenburgian sediments.

#### Map 6 Paleogeographical map of the Pontian (? Pannonian)

*Paleogeographic areas*; Areas of erosion and denudation; *Continental areas*: 1 — flat relief; 2 — steeper relief; *Sedimentation areas*;

*Continental area*: 3 — lacustrine-fluvial; 4 — area of presumable distribution of lacustrine — fluvial sedimentation; 3 — lacustrine sedimentation in the ?Pannonian — Pontian time (covered); *Generalized petrographic character and age of rocks from source area*: 6 — prevalent sediments (indexes mark presumable stratigraphical age: T — Triassic, J — Jurassic, M — Mesozoic undivided); 7 — prevalent metamorphosed rocks (C — Carboniferous, P — Permian); 8 — volcanoclastic rocks; *Lithofacies of sedimentation area*: 9 — variegated clays; 10 — gravels and sands; 11 — clays and silts; *Other symbols*: 12 — present erosive margin of Pontian sediments distribution; 13 — margin of presumable distribution of Pontian sediments; 14 — thickness isolines in metres; 15 — synsedimentary faults; 16 — deep-seated fault (Plešivec f.); 17 — presumable direction of clastic material transport; 18 — *borehole*: thickness of the Pontian in metres; (borehole DV-3, Pt — Pontian, Pa — Pannonian-Pontian).

#### Map 6a Extension of the Pontian basement units

1 — extent of Pontian sediments; 2 — Meliata Group; 3 — non-carbonate Mesozoic rocks; 4 — carbonate rocks of Silica nappe; 5 — Egerian sediments; 6 — Eggenburgian sediments; 7 — ? Pannonian — Pontian sediments;

#### Map 7

##### Structural Scheme of the Rimavská kotlina (depression)

(Authors: Vass, Elečko, Bodnár)

*Rumanian — Pleistocene*: basalt tuffs; *Pontian*: variegated clays, gravels, sands; *Badenian — Sarmatian*: andesite volcanoclastics; *Eggenburgian*: sandstones; *Egerian*: calcareous silts (schlieren), organogenic conglomerates and organodetrital limestones, sandstones (undivided)

*Gemic units including Silica nappe and Veporicum (undivided)*

DV-3 — boreholes: *Faults*: faults delimitating main structures; other faults established; faults inferred; *Faults names*: Hostišovce; Sograd' brook fault; Rašica; Lapša brook fault; Šafárikovo; Hubovo; Lokierti brook fault; Neporadz; Štítnik; Turiec brook fault; Kaloša brook fault; Teška brook fault; Blh brook fault; Šútor brook fault; Rimava: Slaná r. fault; Ožďany; *Gravity anomalies derived from the map of Tertiary sediments gravity effects*: negative gravity anomaly; positive gravity anomaly;

### Map 8 Map of recent soil cover of the Rimavská kotlina

(Compiled by V. Linkeš, drawn by A. Šúbert)

*Soil associations:*

1 — Qm Calcaric Regosols, accessorial Haplic Luvisols; 2 — Rm Rendzic Leptosols, accessorial Chromic Luvisols; 3 — Čč Gleyic Chernozems; 4 — Hl Haplic Luvisols, accessorial Calcaric Regosols; 5 — Ig Gleyic Luvisols, accessorial Eutric and Dystric Planosols; 6 — Op Eutric and Dystric Planosols with clayey parent material; 7 — Of Eutric Planosols with buried humus horizon; 8 — Km Eutric Cambisols, accessorial Eutric Leptosols; 9 — Lm Mollic Gleysols to Mollic Fluvisols; 10 — Fm Eutric Fluvisols, accessorial Eutric Gleysols; 11 — FG Eutric Gleysols, accessorial Eutric Fluvisols; *Texture*: I — sandy, s — loamy, t — haevy.

Compiled from: K. Klobušický, V. Linkeš, : Complex Soil Survey of Rimavská Sobota district. Institut of Soil Science and Agrochemistry, Bratislava, 1971.

### Map 9 Map of deposits and prognoses of mineral resources of Rimavská kotlina (depression)

1 — Contour of deposit explored, with balance reserves; 2 — Contours of prognostic raw-material resources; 3 — Areas of negative exploration; 4 — Numerical symbols for deposits; 5 — Numerical symbols for prognostic resources; 6 — gravel and sands; 7 — sands; 8 — dolomites and limestones; 9 — limestones; 10 — travertines; 11 — volcanics; 12 — brick raw-materials; 13 — ceramic clays; 14 — lignite.

### Map 10 Geological Map of pre-Quaternary Formations of Rimavská kotlina (depression) — see at the end of book

(Compiled by V. Voz, Elečko, Mello, Lexa, drawn by Habovštiaková)

*Sediments of Alpine Malasses, and Volcanics; Pliocene — Pleistocene*: Cerová Basalt Formation: 1 — basalt tuffs; *Tertiary Neogene; Miocene*; Poltár Formation: 2 — gravel, sands, variegated clays (Pontian); *Middle Miocene*; Pokoradz Formation: 3 — necks; 4 — volcanoclastic flows, subsidiary andesite agglomerates and tuffs; 5 — andesite epiclastics — breccia, conglomerates; 6 — andesite epiclastics, mostly sandstones; 7 — landslide blocks volcanics, undivided; *Eggenburgian*; Fiľakovo Formation: 8 — Širiň Member: coarse-grained sandstones and glauconites with conglomerate, banks and layers; 9 — Jalová samota Member: sandstones with glauconite and large cross bedding, plentiful conglomerates and solid banks; Tachty sandstones; 10 — friable sandstones with solid sandstone banks; 11 — coarse-grained sandstones with glauconite and chert pebbles; 12 — sands and friable sandstones without banks; 13 — fine-grained sandstones with schlieren habitus; *Oligocene — Miocene; Egerian*; Lučenec Formation: 14 — calcareous silts — siltstones with sand and clay layers; 15 — Bretka Member: detrital and organodetrital limestones, conglomerates and breccia; 16 — Budikovany Member: organodetrital sandy and detrital limestones; 17 — Bretka? Budikovany? Member: organodetrital and detrital limestones, conglomerates and breccia; *Gemicum* Intrusive rocks in Gemicum: 18 — serpentinites (Triassic — Jurassic), diabases and their tuffs (tuffs); *Silica nappe; Jurassic*: 19 — the Jurassic of Silica nappe, undivided (Hierlatz, Adnet, Allgäu Members and radiolarites); *Triassic*: 20 — Zlambach Member (Sevatian — Rhaetian); 21 — Dachstein limestones (Alaunian — Rhaetian); 22 — Hallstatt limestones (Tuvalian — Sevatian); 23 — Tisovec limestones (Julian — Tuvalian); 24 — Wetterstein dolomites (Fassanian — Cordevolian); 25 — Wetterstein limestones (Fassanian — Cordevolian); 26 — Reifling limestones (Pelsonian — Carnian), Drienčany Karst Langobardian — Cordevolian, southern facies (Pelsonian — Illyrian). Tri peniažky: (Ladinian? — Carnian); 27 — Nádaš limestones (Pelsonian — Fassanian); 28 — Steinalm dolomites (Bitynian? — Illyrian); 29 — Steinalm limestones (Bitynian? — Illyrian); 30 — Guttenstein dolomites (Aegean — Bitynian); 31 — Guttenstein limestones (Aegean — Bitynian); 32 — Marly limestone beds (Namalian? — Spatian); 33 — sandy — shaly beds with evaporites (Griesbachian — Namalian?); *Brusník anticline; Permian; Brusník Formation*: 34 — shales, sandstones with layers of carbonates, volcanoclastic sediments (Upper Permian Lower Triassic); 35 — sandstones; 36 — sandy conglomerates with local thin acid volcanoclastics layers; 37 — polymict conglomerates; *Devonian (lower?)*: 38 — metasediments of Gelnica Group in Brusník anticline: phyllites with scar layers of lydites, crystalline limestones and metarhyolite tuffs; *Meliata Group; Triassic*: 39 — grey, partly cherty and alodapic limestones (Tuvalian — Lower Norian); 40 — dark-grey shales (Ladinian? — Rhaetian); 41 — variegated silicites (Illyrian — Cordevolian); 42 — light-coloured crystalline, partly dolomitized limestones (Lower Anisian); 43 — marly and sandy-limestone beds (Lower Triassic); 44 — limestone — shale beds (Lower Triassic); *Dobšiná Group; Carboniferous*; Zlatník Formation: 45 — phyllites, tuffs, metabasalts (Carboniferous); *Gelnica Group; Devonian (Lower?)*: 46 — lydites, graphite phyllite, metarhyolite tuffs, tuffites;

— geological boundaries: established, inferred, with gradual transition;

— overthrusts, overthrust faults: established, inferred;

— faults: established, inferred, fault symbol;

— block slides: source area of slide;

— recent planar slides with main scarp;

DV-1.  $\frac{ki/T_1S}{228}$  fault name  $\frac{\text{last stratigraphic boundary penetrated}}{\text{boundary depth in metres}}$ ;

Explanations to coloured figures

Fig. 22 Depth of underlying non-conductive horizon according to VES in m (MÁJOVSKÝ, TKÁČOVÁ 1979)

Fig. 23 Magnetic rocks in Tertiary (FILO, MEDO 1979)

Fig. 24 Magnetic rocks in Pre-Tertiary basement (FILO, MEDO 1979)

Obr. 27 Pre-Tertiary basement relief according to boreholes, seismic and gravimetric studies (BODNÁR 1983)

Obr. 28 Gravity effect the Tertiary (BODNÁR 1983)

Fig. 29 Gravity anomalies scheme based on map gravity effect of Tertiary (BODNÁR 1983)

Fig. 30 Stripped gravimetric map (BODNÁR 1983)

Fig. 31 Gravity anomalies scheme based on exposed gravimetric map (BODNÁR 1983)

Fig. 32 Model of density inhomogeneities in pre-Tertiary basement (BODNÁR, BÁRTA 1983)

Fig. 33 Indication of vertical density boundaries in the Tertiary (Linsser  $h = 500$  m)

Fig. 34 Indications of vertical density boundaries in basement (Linsser  $h = 1000$  m)

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA  
PHOTOGRAPHS  
I—XI

Tabuľka I

Obr. 1 Rytmické striedanie pevných a rozpadavých siltovcov, čížske súvrstvie, kišcel. Jadro vrtu FV-1, hĺbka 883—884 m

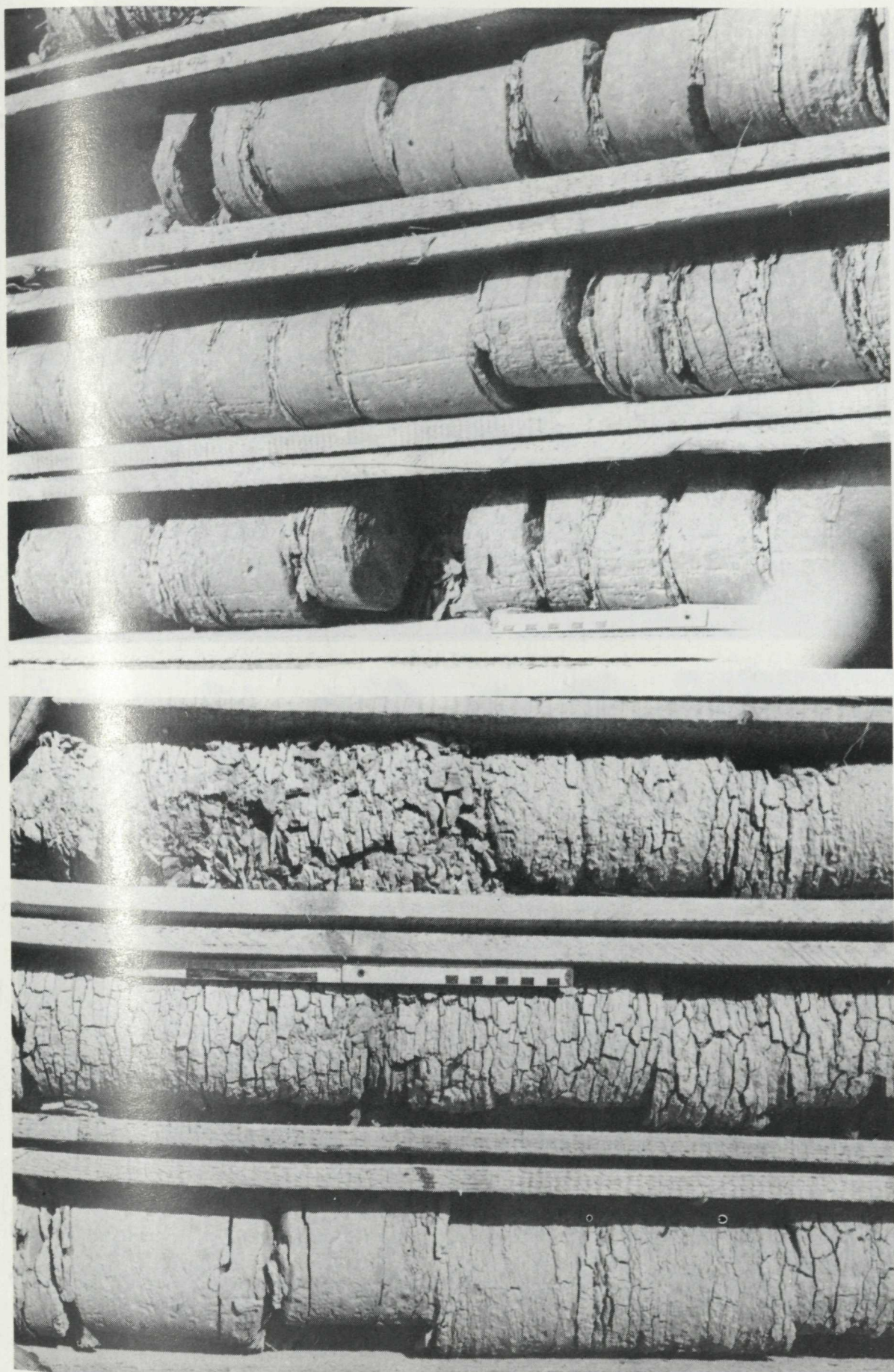
Obr. 2 Siltovce s nepravidelným bridličnatým rozpadom, čížske súvrstvie, kišcel. Jadro vrtu FV-1 Blhovce, hĺbka 822,5—823,5 m.

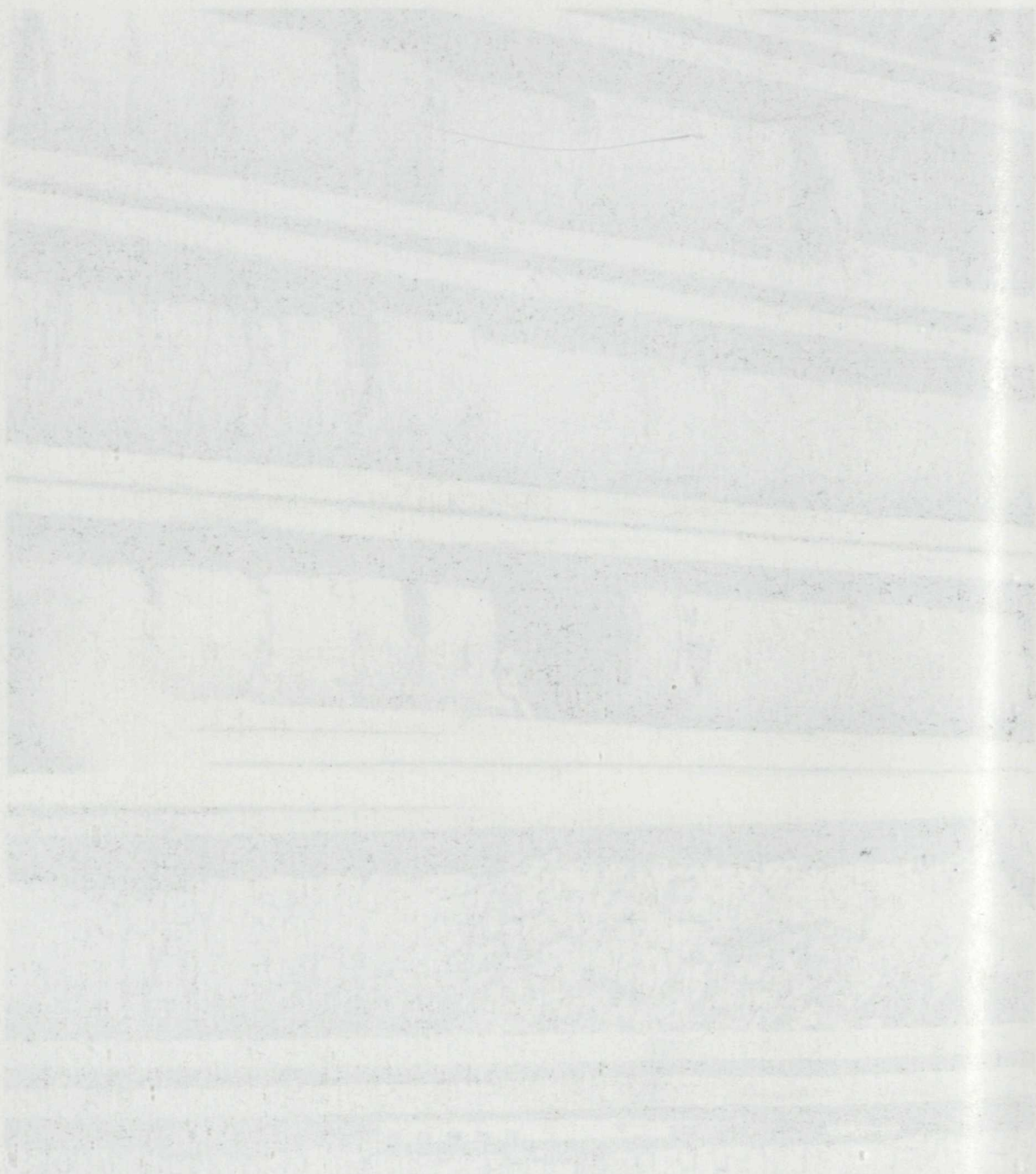
Plate I

Fig. 1 Rhythmical alternation of solid and friable siltstones, Číž Formation, Kiscelian. Core of FV-1 borehole, depth 883—884 m.

Fig 2 Siltstones with irregular schistose disintegration, Číž Formation, Kiscelian. Core of borehole FV-1 Blhovce, depth 822,5—823,5 m.







Tabuľka II

Obr. 1 Skrasovatelé detritické vápence budikovianskych vrstiev (eger) j. od Ostran s doskovitou a lavicovitou odlučnosťou.

Obr. 2 Detritické vápence bretských vrstiev (eger). Vápence slúžia na výrobu cestných obrubníkov. Lom z. od obce Bretka.

Plate II

Fig. 1 Karstified detrital limestones of Budikovany Member (Egerian) S of Ostrany with tabular and sheet splitting

Fig. 2 Detrital limestones of Bretka Member (Egerian). Limestones are utilised for production of curb stones. Quarry W of village Bretka.





Tabuľka III

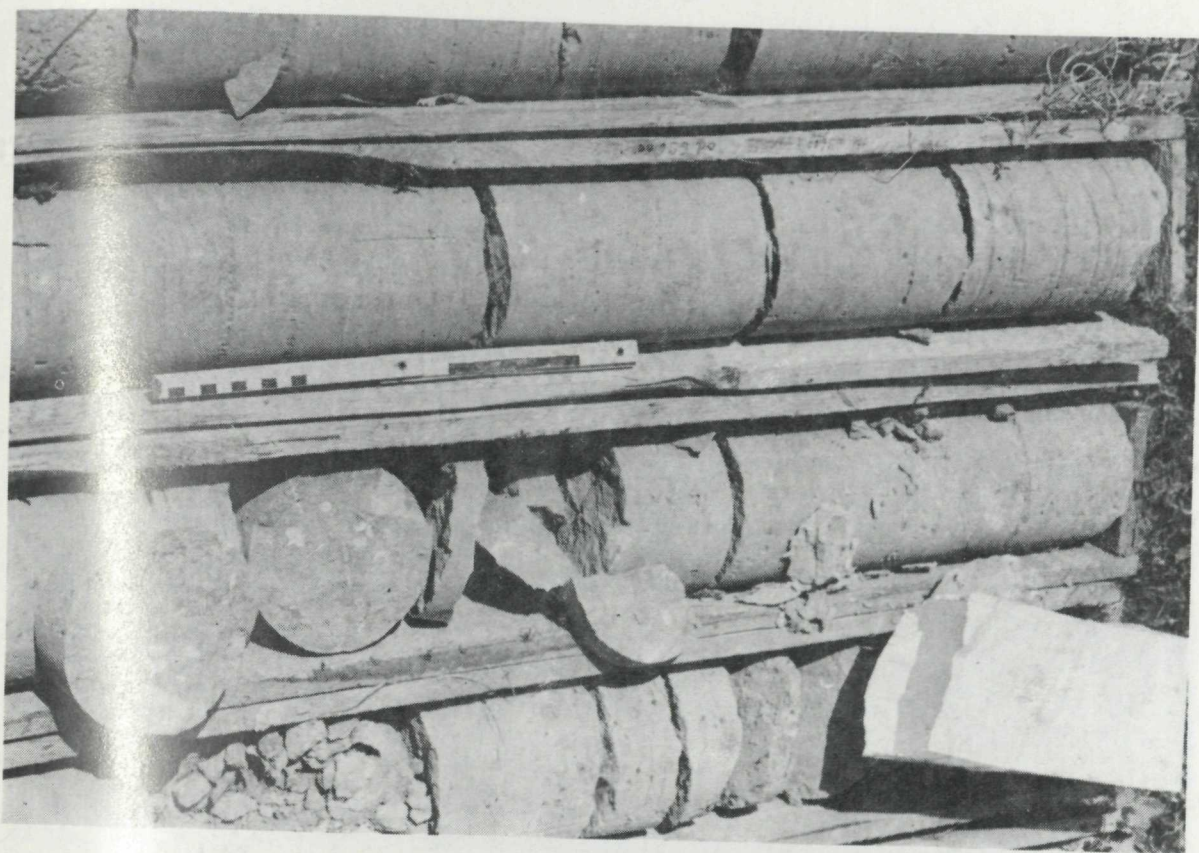
Obr. 1 Siltovce so schránkami mäkkýšov, lučenské súvrstvie, eger. Jadro vrtu FV-1 Blhovce, hĺbka 696—697 m.

Obr. 2 Vápnité siltovce (šlír) lučenského súvrstvia (eger) s výrazným hrubobridličnatým a lastúrnatým rozpadom. Prirodzený odkryv nad poriečnou nivou z. od obce Behynce.

Plate III

Fig. 1 Siltstones with molluscan shells, Lučenec Formation, Egerian. Core of borehole FV-1 Blhovce, depth 696—697 m.

Fig. 2 Calcareous siltstones (schlieren) of Lučenec Formation (Egerian) with pronounced thick-schistose and shelly disintegration. Natural exposure above river flood plain W of village Behynce.





Tabuľka IV

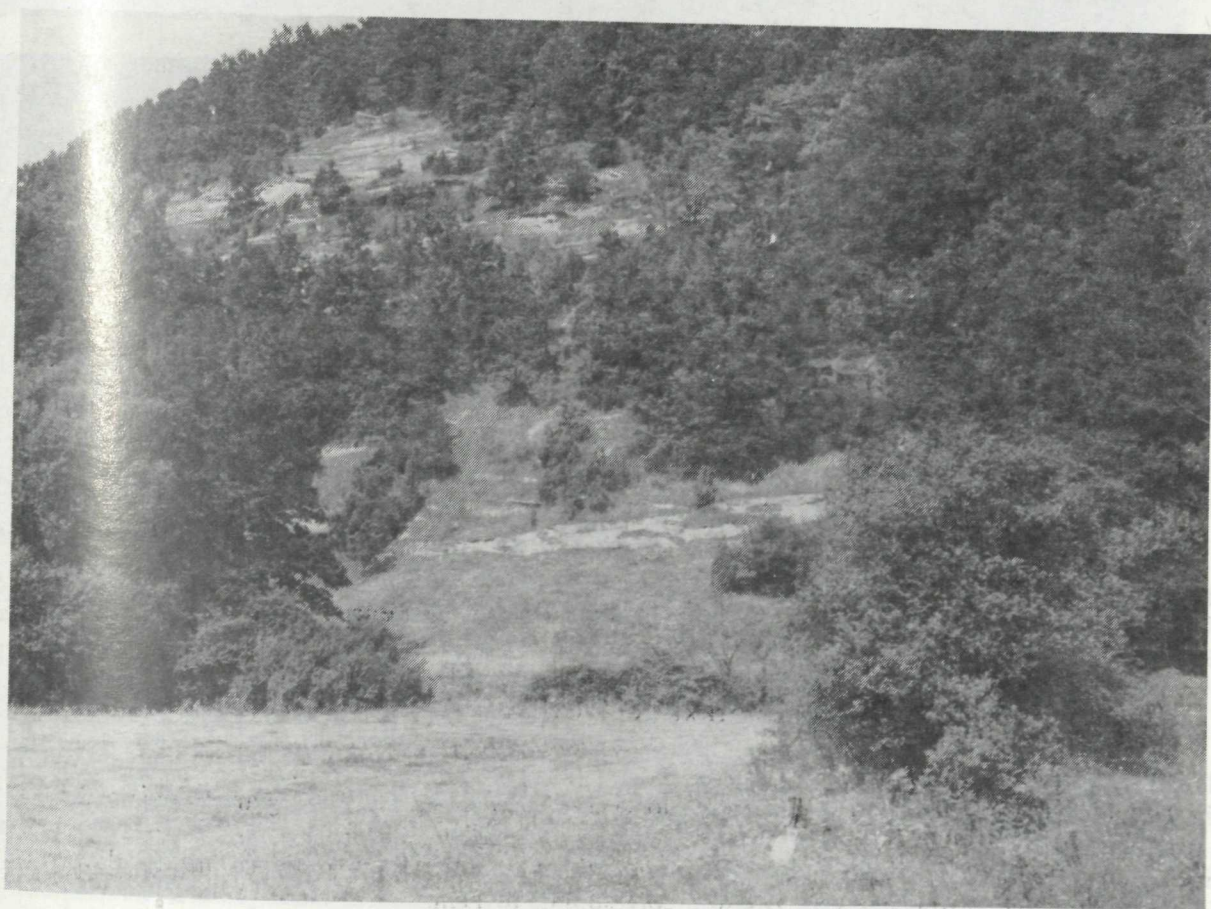
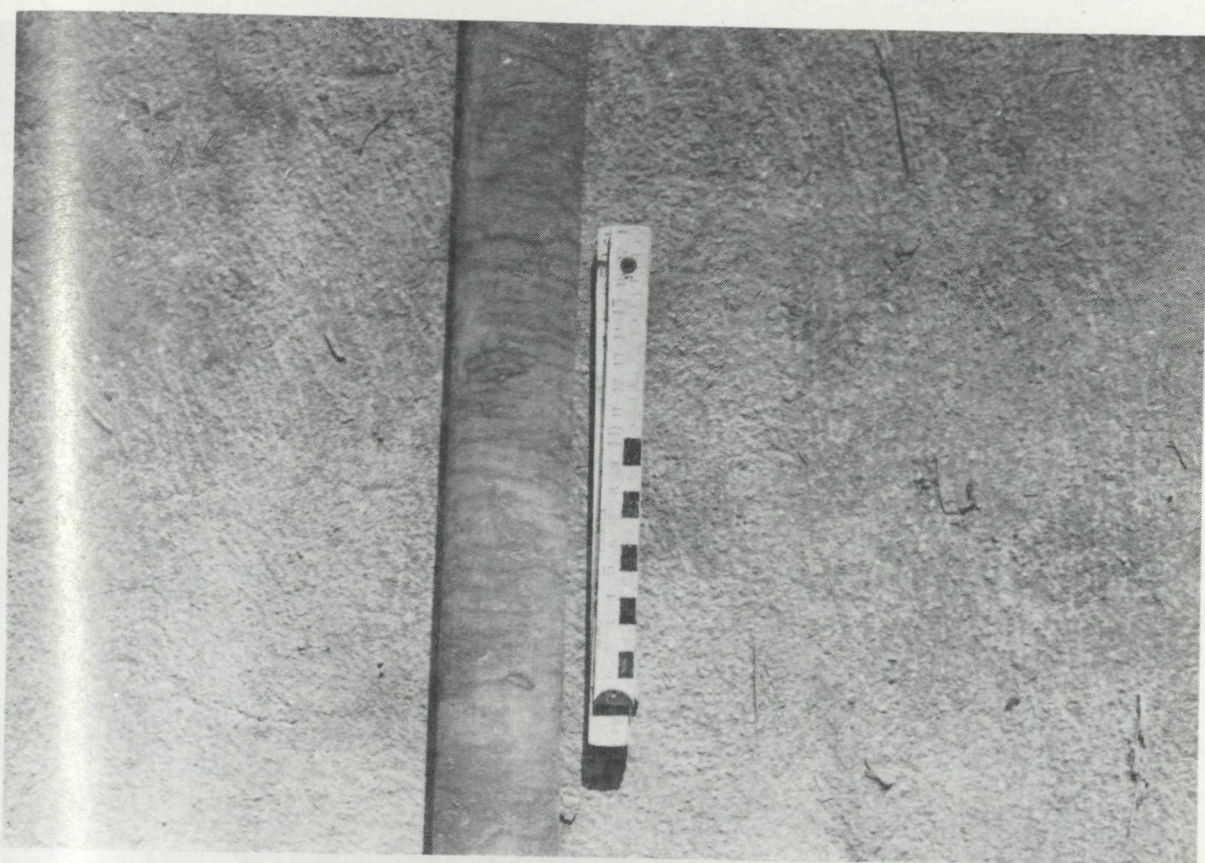
Obr. 1 Flaserové zvrstvenie v siltovcoch lučenského súvrstvia, eger. Jadro vrtu VCH-2 pri obci Král, hĺbka 242 m.

Obr. 2 Odkryv jalovských vrstiev, egenburg, 3,5 km v. od obce Hostice.

Plate IV

Fig. 1 Flaser bedding in Lučenec Formation siltstones, Egerian. Core of borehole VCH-2 at village Král, depth 242 m.

Fig. 2 Exposure of Jalová samota Member, Eggenburgian, 3,5 km E of village Hostice.



T  
O  
M  
C  
P  
R  
S  
I  
E

Tabuľka V

Obr. 1 Pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením. Jalovské vrstvy, egenburg. Odkryv 3,5 km v. od obce Hostice.

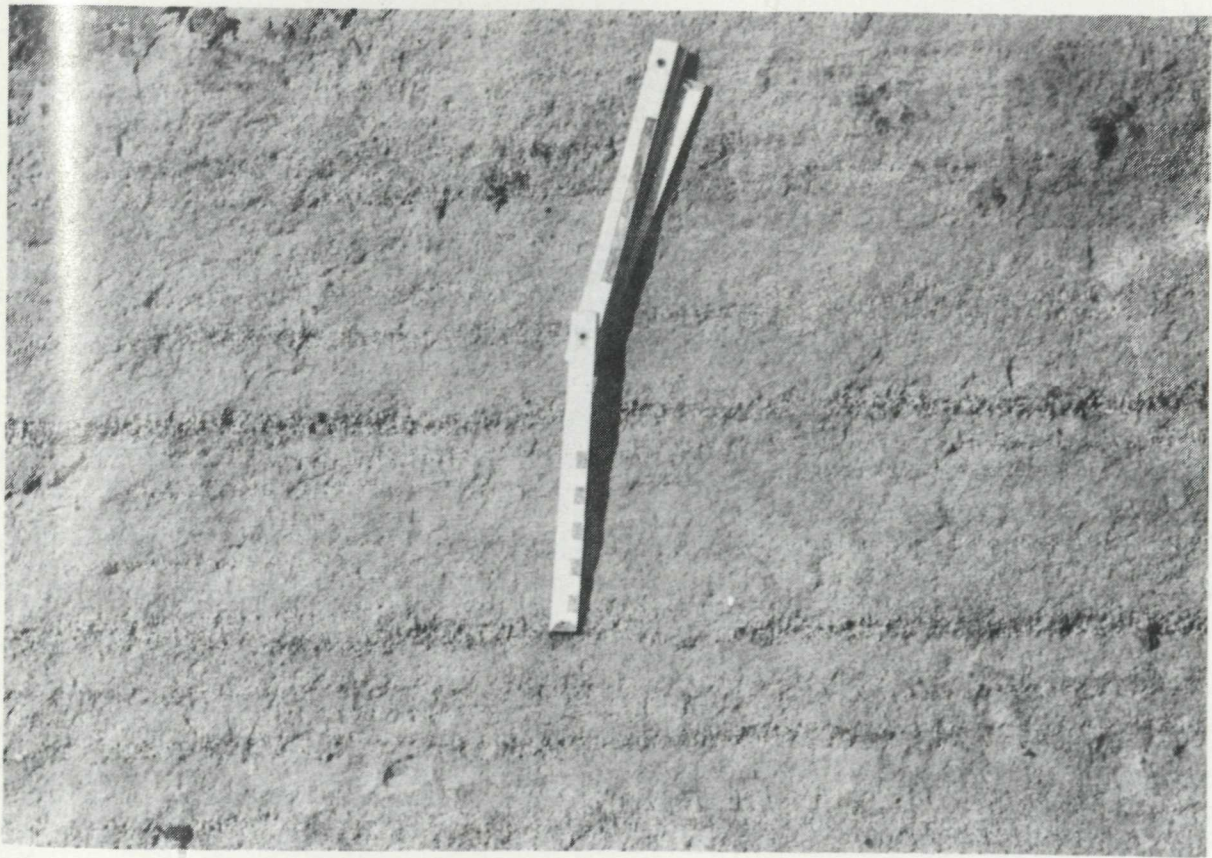
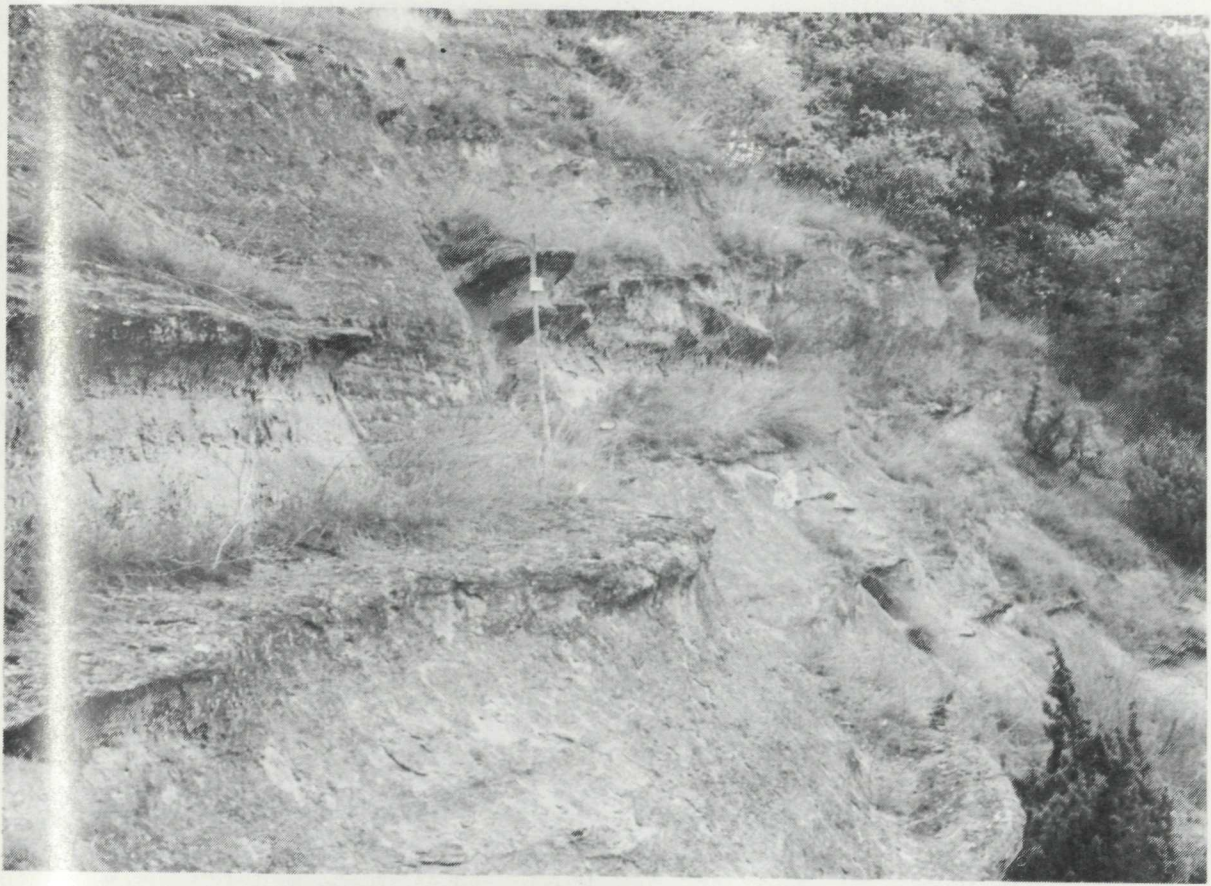
Obr. 2 Pozitívne gradačné zvrstvenie vo zväzku šikmého zvrstvenia. Jalovské vrstvy, egenburg. Odkryv 3,5 km v. od obce Hostice. Dielok na merítku odpovedá 1 cm.

Plate V

Fig. 1 Sandstones with large cross-bedding. Jalová samota Member, Eggenburgian. Exposure 3,5 km E of village Hostice.

Fig. 2 Positive graded bedding cross-bedding set. Jalová samota Member, Eggenburgian. Exposure 3,5 km E of village Hostice. A scale division corresponds to 1 cm.





Tabuľka VI

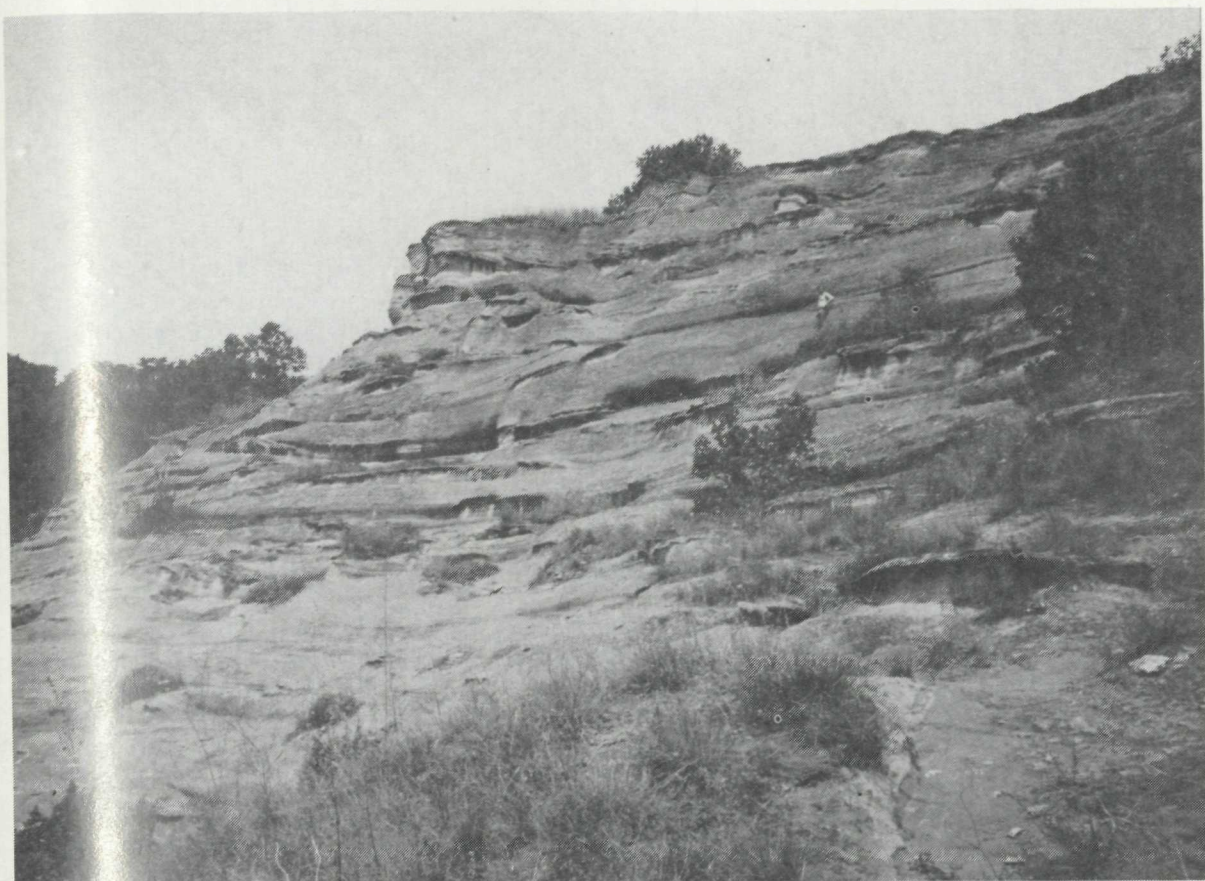
Obr. 1 Pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením korytového typu, jalovské vrstvy, egenburg. Prírodný odkryv 3,1 km jz. od obce Chrámec v blízkosti štátnej hranice na maďarskom území. Výška postavy 1,70 m.

Obr. 2 Jeden zo zväzkov veľkého korytového šikmého zvrstvenia v pieskovcoch jalovských vrstiev (egenburg), vo vrchnej časti prírodného odkryvu 3,1 km jz. od obce Chrámec v blízkosti štátnej hranice na maďarskom území. Výška postavy 1,70 m.

Plate VI

Fig. 1 Sandstones with large cross-bedding of trough type, Jalová samota Member, Eggenburgian. Natural exposure 3,1 km SSW of village Chrámec near state frontier in Hungary. Stature height 1,70 m

Fig. 2 One of large trough cross-bedding sets in Jalová samota Member sandstones (Eggenburgian), in upper part of natural exposure 3,1 km SSW of village Chrámec, in Hungary (near state frontier). Stature height 1,70 m.



Tabuľka VII

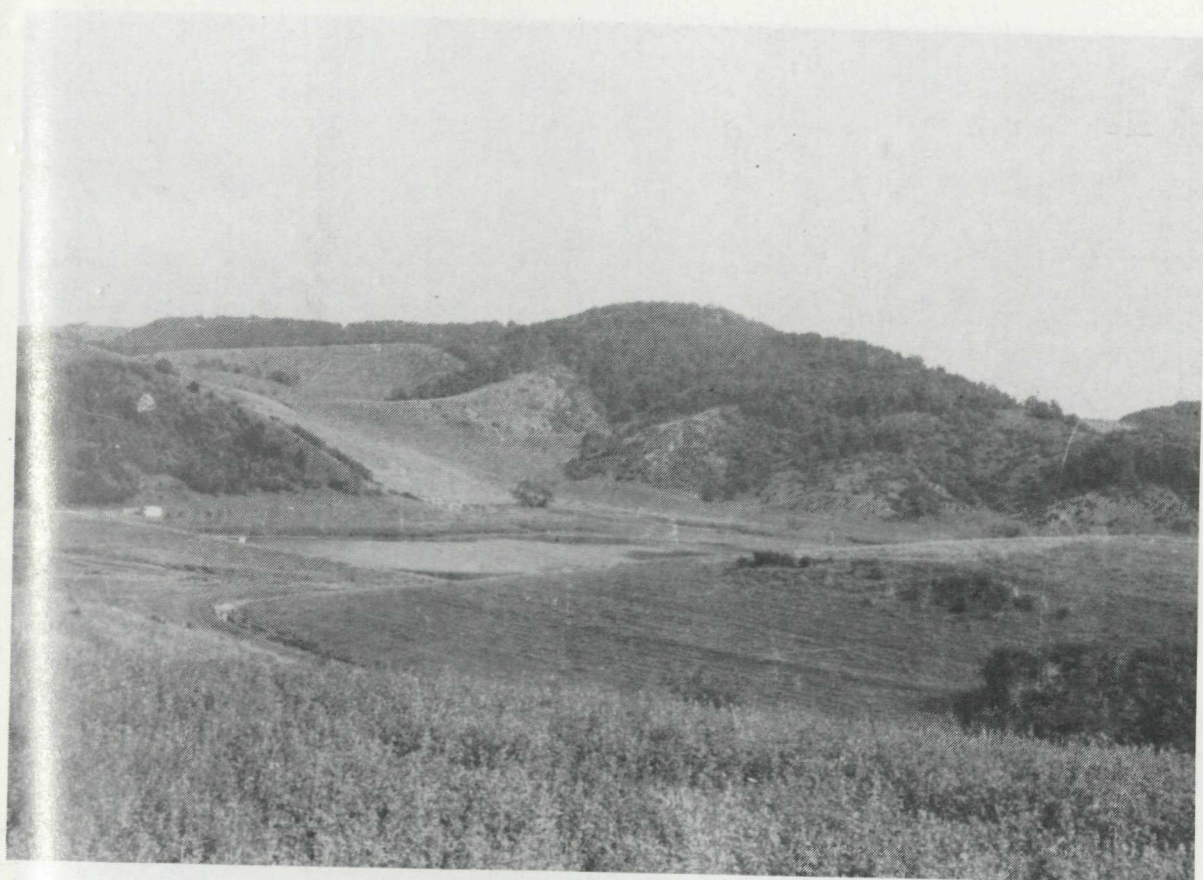
Obr. 1 Pohľad na svahy Cerovej vrchoviny j. od obcí Janice a Chrámec. Zvlnená morfológia svahov budovaných siltovcami lučenského súvrstvia (eger) je čiastočne zosuvného pôvodu.

Obr. 2 Facetové plochy na svahoch Cerovej vrchoviny nad aluviálnou nivou Rimavy, pri obci Chrámec, ktoré dokazujú zlomový styk vrchoviny s nivou.

Plate VII

Fig. 1 View of Cerová vrchovina upland slopes S of village Janice and Chrámec. Undulated morphology of slopes composed of Lučenec Formation siltstones (Egerian) is partly due to landslides.

Fig. 2 Facets on slopes of Cerová vrchovina upland above alluvial plain of Rimava river, near village Chrámec, proving fault contact between upland and alluvial plain.



Tabuľka VIII

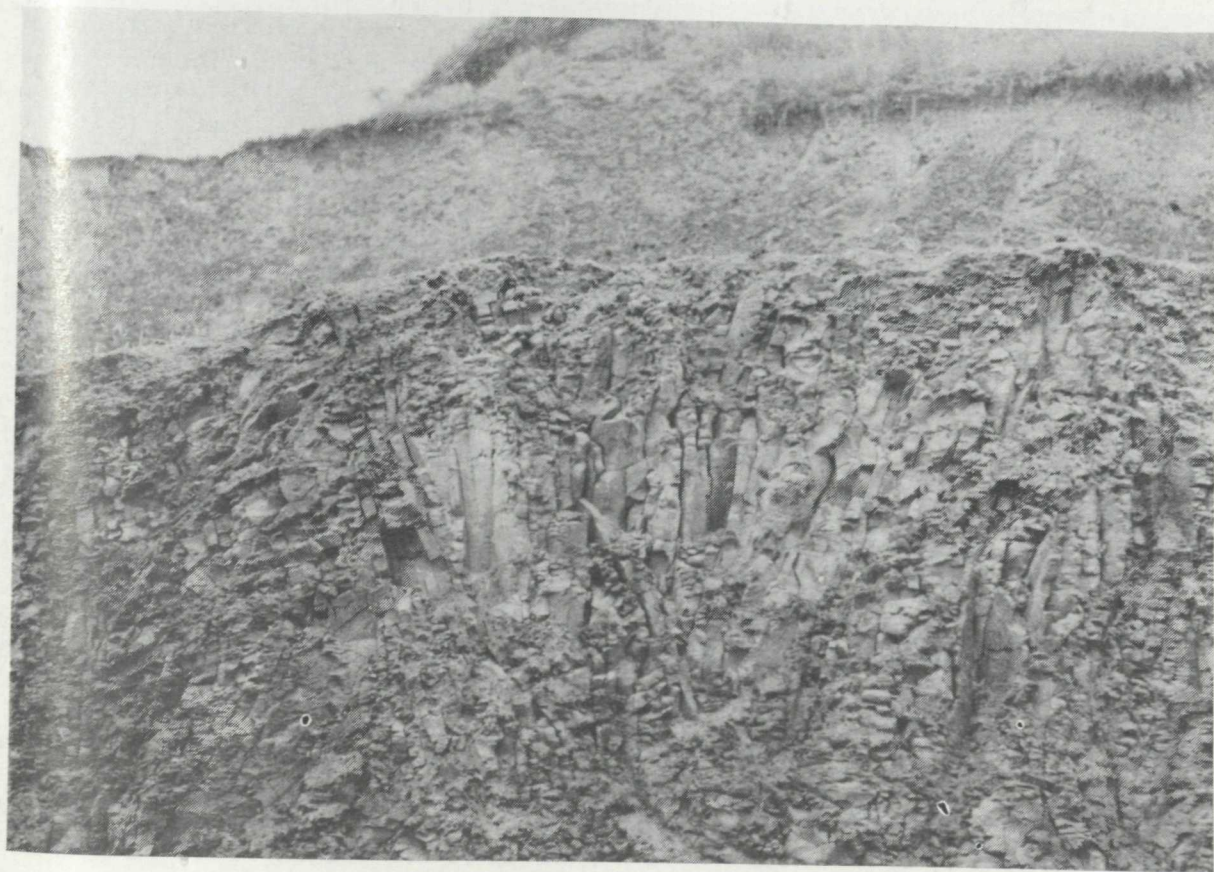
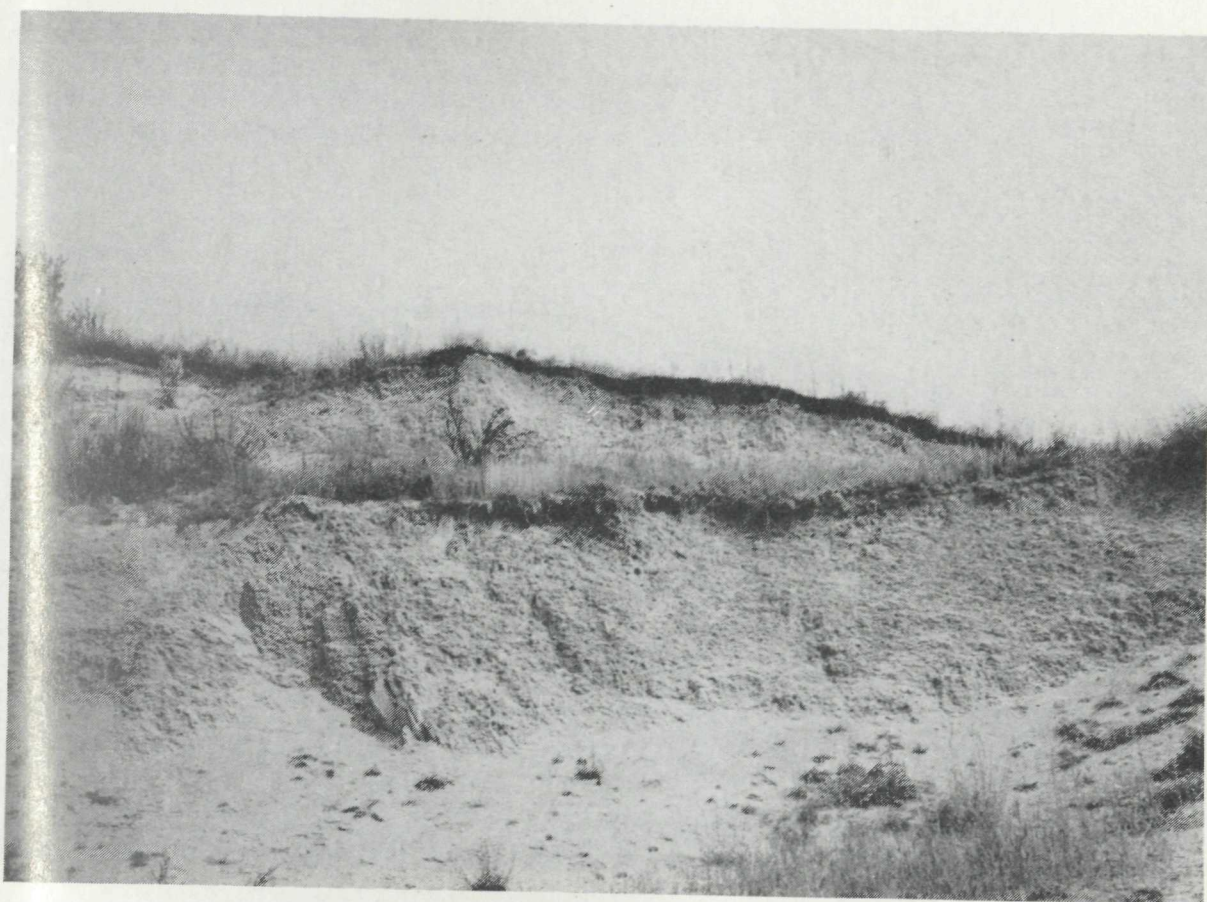
Obr. 1 Lučenské súvrstvie, charakter hornín postihnutých „vytláčaním“ spod vulkanitov. Lok. Nižná Pokoradz — hlinisko (Foto Modlitba).

Obr. 2 Lučenské súvrstvie, charakter hornín postihnutých „vytláčaním“ spod vulkanitov — detail. Lok. Nižná Pokoradz — hlinisko (Foto Modlitba).

Plate VIII

Fig. 1 Lučenec Formation, character of rocks affected by bulding beneath volcanics. Locality Nižná Pokoradz — loam-pit (Photographed by Modlitba).

Fig. 2 Lučenec Formation, character of rocks affected by bulding beneath volcanic — detail. Locality Nižná Pokoradz — loam-pit (Photographed by Modlitba).



Tabuľka IX

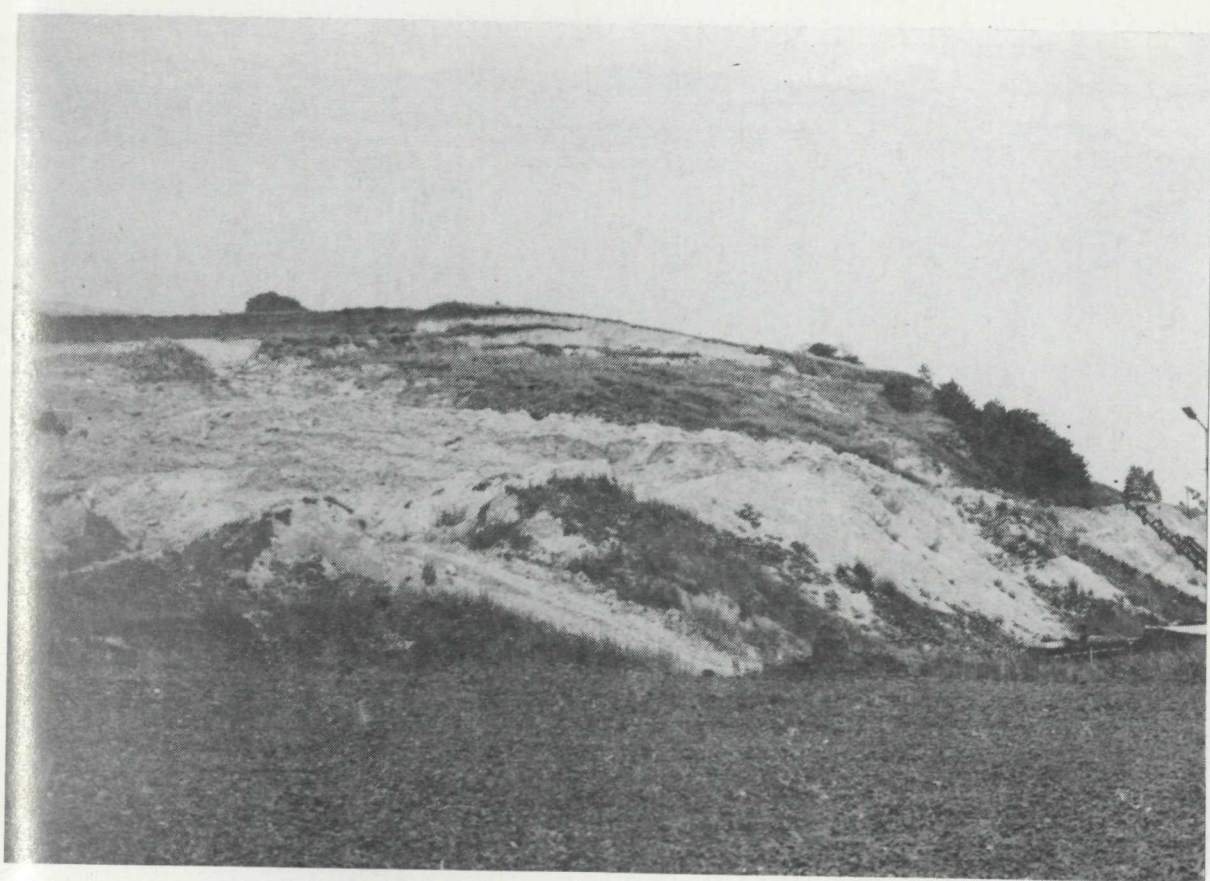
Obr. 1 Plošný zosuv v zemníku tehelne v Šafárikove — celkový pohľad (Foto Modlitba).

Obr. 2 Plošný zosuv v zemníku tehelne v Šafárikove — detail odľučnej steny v kvartérnych hlinách  
sprašoidného charakteru (Foto Modlitba).

Plate IX Planar slide in brick-kiln yard in Šafárikovo — general view (Photographed by Modlitba)

Fig. 2 Planar slide in brick-kiln yard in Šafárikovo — detail of main scarp in Quaternary loams of loesy  
character (Photographed by Modlitba).





Tabuľka X

Obr. 1 Plošný zosuv v zemníku tehelne v Šafárikove — vývery podzemných vôd z pieskovcovej lavice v oblasti šmykovej plochy (Foto Modlitba).

Obr. 2 Plošný zosuv v zemníku tehelne v Šafárikove — výchoz šmykovej plochy v lučenskom súvrství (Foto Modlitba).

Plate X

Fig. 1 Planar slide in brick-kiln yard in Šafárikovo — groundwater outflows from sandstone bank in area of shear plain (Photographed by Modlitba).

Fig. 2 Planar slide in brick-kiln yard in Šafárikovo — shear plain outcrop in Lučenec Formation (Photographed by Modlitba)



Tabuľka XI

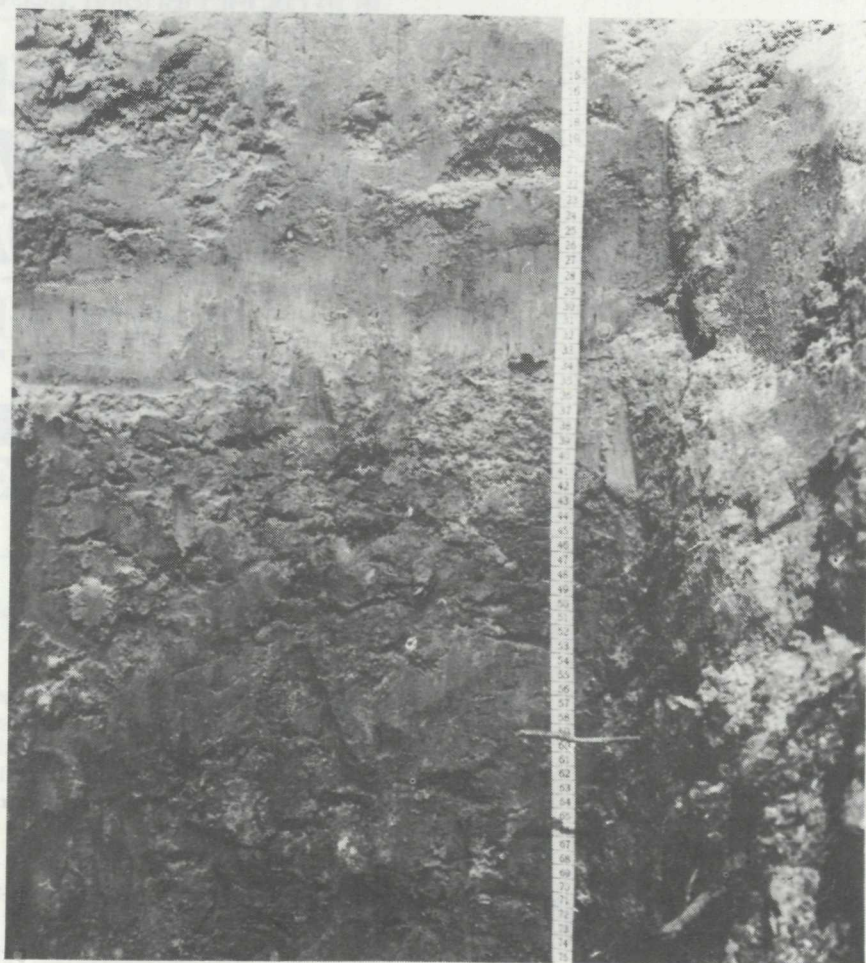
Obr. 1 Mikrodepresie na niektorých riečnych terasách s pseudoglejmi s fosílnym humusovým horizontom v pôdnom pokryve.

Obr. 2 Profil pseudogleja s fosílnym humusovým horizontom.

Plate XI

Fig. 1 Microdepressions on some river terraces with Planosols with the burried humus horizon in their soil cover.

Fig. 2 The profil of Planosol with burried humus horizon.



Geologický ústav Dionýza Štúra  
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO  
Mlynská dolina 1  
817 04 BRATISLAVA

Dionýz Vass, Michal Elečko et al.

# **GEOLÓGIA RIMAVSKEJ KOTLINY**

## **GEOLOGY OF RIMAVSKÁ KOTLINA DEPRESSION**

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV, Bratislava roku 1989.

Odborný recenzent: Prof. RNDr. František ČECH, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena BROČKOVÁ

Jazyková redaktorka: Mária NÉMETHOVÁ

Technická redaktorka: Gabriela ŠIPOŠOVÁ

Prebal, väzbu a vstupné strany navrhol: Igor IMRO

Prekladateľka: Edita JASSINGEROVÁ

Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., Západoslovenské tlačiarne, z. p., závod Svornosť, Bratislava roku 1989.

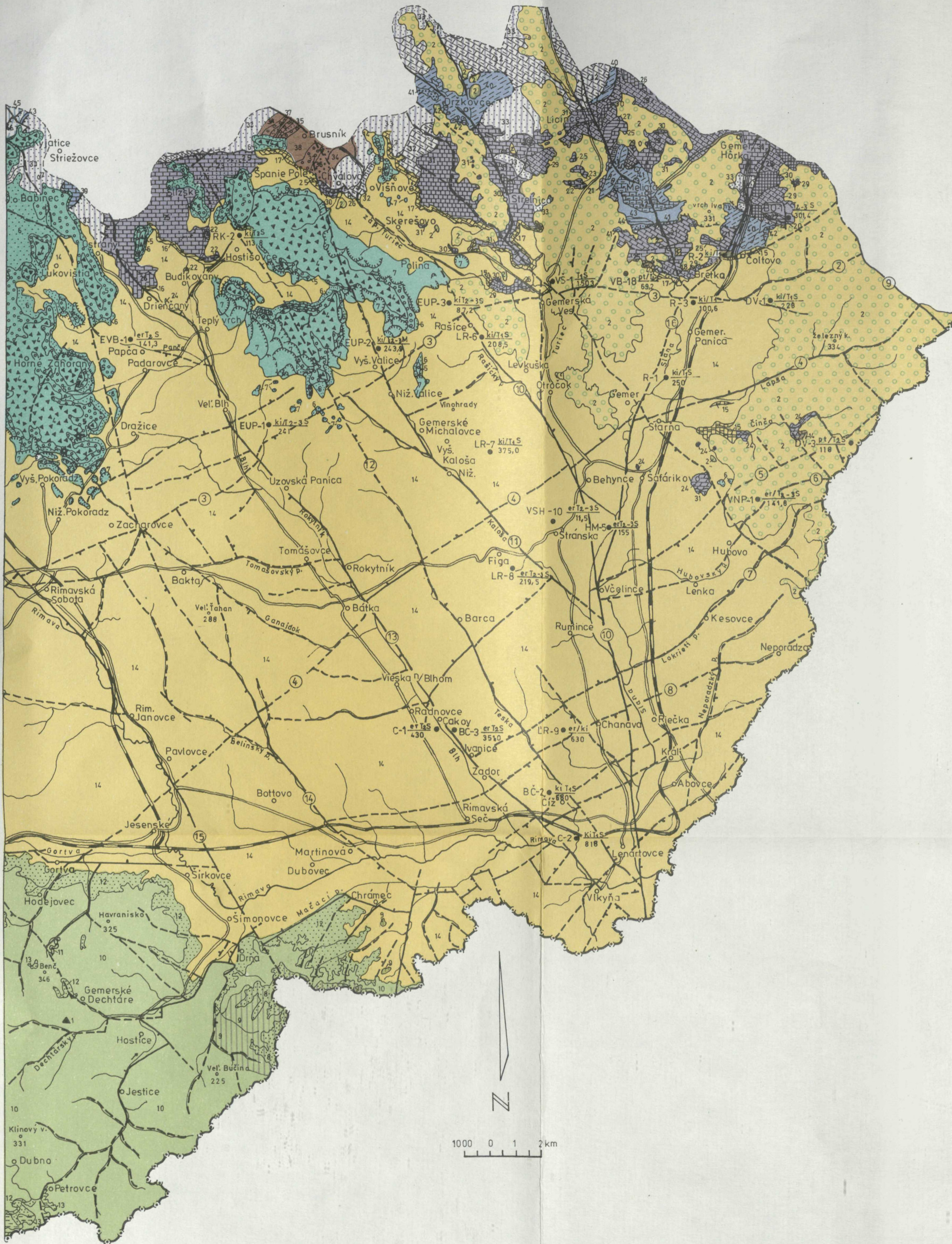
Vyd. I., náklad 650 ks. Tem. skup. 03/9. Povolenie SÚKK 1997/I-1987. Rozsah AH 24,43, VH 24,79.

Cena viaz. Kčs 50,—.

# GEOLOGICKÁ MAPA PREDKVARTÉRNÝCH ÚTVAROV RIMAVSKEJ KOTLINY

Zostavili: D.Vass, M.Elečko, J.Mello, J. Lexa

Vyhotovala: C. Habovštiaková



## SEDIMENTY ALPÍNSKÝCH MOLÁS A VULKANITY pliocén – pleistocén CEROVÁ BAZALTOVÁ FORMÁCIA

1 ▲ – bazaltové tufy

TERCIÉR  
neogén  
miocén  
poltárske súvrstvie

2 ■ – štrky, piesky, pestré íly (pont)

stredný miocén  
pokoradzské súvrstvie

3 ★ – nek (sopúch)

4 ▲▲▲ – pyroklastické prúdy a podradne aglomeráty a tufy andezitov

5 ○○○ – andezitové epiklastiká – brekcie zlepenca

6 ●●● – andezitové epiklastiká, prevažne pieskovce

7 ■ – nečlenené vulkanity zosuvných blokov

egenburg  
filakovské súvrstvie

8 ■■ – birinské vrstvy: hrubozrnné pieskovce s glaukonitom, s lavicami a polohami zlepenca

9 ■■ – jalovské vrstvy: pieskovce s glaukonitom a veľkým šikým zvrstvením, s hojnými zlepenkami a pevnými lavicami

10 ■■ – rozpadavé pieskovce s lavicami pevného pieskovca

11 ■■ – hrubozrnné pieskovce s glaukonitom a valúrnymi rohovcami

12 ■■ – piesky a rozpadavé pieskovce bez lavič

13 ■■ – jemnozrnné pieskovce so šírovým habitom

oligocén-miocén  
eger  
lučenské súvrstvie

14 ■■ – vápnité prachy – prachovce s polohami piesku a ílu

15 ■■ – bretské vrstvy: detritické a organodetritické vápence, zlepenca a brekcie

16 ■■ – budikovianske vrstvy: organodetritické, piesčité a detritické vápence

17 ■■ – bretské? budikovianske? vrstvy: organodetritické a detritické vápence, zlepenca a brekcie

GEMERIKUM  
intruzívne horniny v gemeriku

18 ○ – serpentinity (trias? – jura), diabázy a ich tufy (?tufy)

silický príkrov  
jura

19 ■■ – jura silického príkrovu vcelku (hierlatzké, adnetské, allgäuske vrstvy a rádiolarity)

trias

20 ■■ – zlambašské vrstvy (sevat – réť)

21 ■■ – dachsteinské vápence (alaun – réť)

22 ■■ – hallstattske vápence (tuval – sevat)

23 ■■ – tisovske vápence (jul – tuval)

24 ■■ – wettersteinské dolomity (fasan – kordevol)

25 ■■ – wettersteinské vápence (fasan – kordevol)

26 ■■ – reiflinské vápence (pelson – karn); Drienčanský krás: (langobard – kordevol); južné vývinny: (pelson – ilýr); Tri peniažky: (ladín? – karn)

27 ■■ – nádašské vápence (pelson – fasan)

28 ■■ – steinalmské dolomity (bityn? – ilýr)

29 ■■ – steinalmské vápence (bityn? – ilýr)

30 ■■ – gutensteinské dolomity (egej – bityn)

31 ■■ – gutensteinské vápence (egej – bityn)

32 ■■ – slienito-vápencové vrstvy (namal? – spat)

33 ■■ – piesčito-bridličnaté vrstvy s evaporitmi (griesbach – namal?)

brusnická antiklinála  
perm  
brusnické súvrstvie

34 ■■ – bridlice, pieskovce s polohami karbonátov, vulkanoklastických sedimentov (vrchný perm – spodný trias)

35 ■■ – pieskovce

36 ■■ – piesčité zlepenca, miestami s tenkými polohami kyslých vulkanoklastík

37 ■■ – polymiktne zlepenca

devón (spodný?)

38 ■■ – metasedimenty gelnickej skupiny v brusnickej antiklinále: fylity, ojedinele s polohami lydítov, kryštalických vápencov a metaryolitových tufov

meliatska skupina  
trias

39 ■■ – sivé, miestami rohovcové a alodapické vápence (tuval – spodný norik)

40 ■■ – tmavosivé bridlice (ladín? – réť)

41 ■■ – pestré silicity (ilýr – kordevol)

42 ■■ – svetlé kryštalické, miestami dolomitované vápence (spodný anis)

43 ■■ – slienité a piesčito-vápencové vrstvy (spodný trias)

44 ■■ – vápencovo-bridličnaté vrstvy (spodný trias)

dobšinská skupina  
karbón  
zlatnícke súvrstvie

45 ■■ – fylity, tufy, metabazalty (karbón)

gelnická skupina  
devón (spodný?)

46 ■■ – lydity, grafitické fylity, metaryolitové tufy, tufity

– geologické hranice: zistené, predpokladané; s pozvoľným prechodom

– násuny, prešmyky: zistené, predpokladané

– zlomy: zistené a predpokladané označenie zlomu

– kryhové zosuvy: odlučná oblasť

– plošné recentné zosuvy s odlučnou plochou

DV-1 ■■ názov vrty – posledné prevrtané stratigrafické rozhranie  
228 hĺbka rozhrania v m