

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139—8288

*geológia 10*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1985

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001020321

4 B 1070

463/85

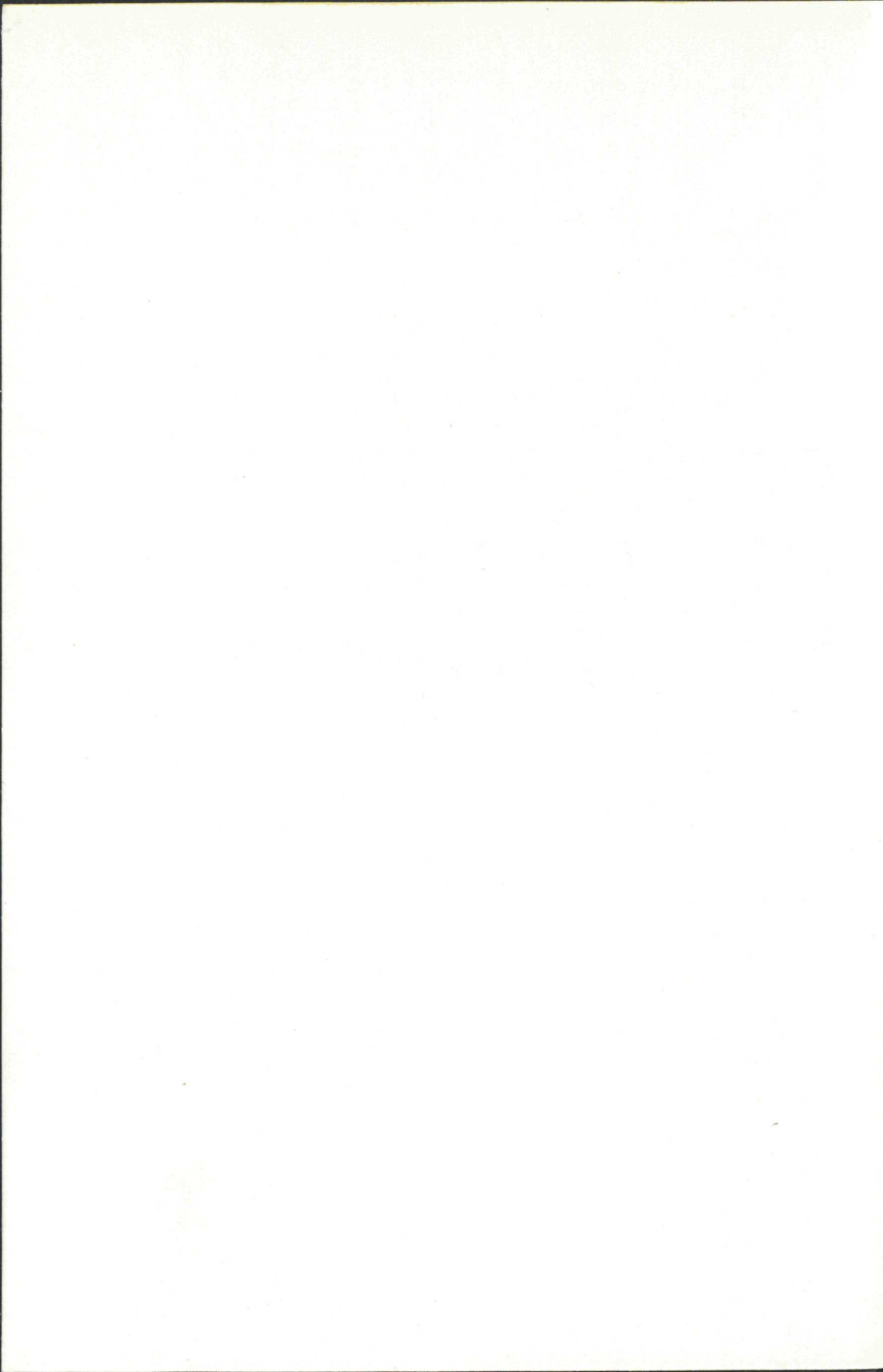
# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139—8288

*geológia 10*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1985



**Západné  
Karpaty**

**SÉRIA**

*geológia 10*

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. JÁN GAŠPARIK, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

Člen korešpondent OTO FUSÁN, RNDr. JÁN GAŠPARIK, CSc., RNDr. PETER REICHWALDER, CSc.,  
RNDr. DIONYZ VASS, DrSc.

(124)

9106

4

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*geológia 10*



Geologický ústav D. Štúra  
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1 B 107 a

kat. čís.: 463/85

Kčs kúpa: 31.-

Kčs vým. i \_\_\_\_\_

Kčs dar: \_\_\_\_\_

+ 2 príl. 45



**Obsah — Contents — Inhalt**

MAHEL, M.: Neskoropáínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam — Late Alpine tectonics of the Strážovské vrchy Mts. and its wider significance . . . . .	7
BUJNOVSKÝ, A.—LUKÁČIK, E.: Geológia sz. časti Nízkyh Tatier a prifahej časti Veľkej Fatry — Geology of NW Parts of Nízke Tatry Mts. and Adjacent Part of Veľká Fatra Mts. . . . .	39
ČECH, F.—ZEMAN, J.: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínsky mobilnej Európe — Genesis and Dynamics of Intramontane Basins in Alpine Mobile Europe . . . . .	67
HARČÁR, J.—SCHMIDT, Z.: Geológia spraší Hronskej pahorkatiny — Loesses and Loess Sediments on Hronská pahorkatina Upland . . . . .	109
VAŠKOVSKÝ, I.—HANZEL, V.—VAŠKOVSKÁ, E.: Niekoľko nových poznatkov o priestorovom rozšírení a zložení kvartérnych sedimentov na južných svahoch Vysokých Tatier a ich predpolí — Einige neue Erkenntnisse über die räumliche Verbreitung und Zusammensetzung der Quartärsedimente an den Südhängen der Hohen Tatra und deren Vorlandes . . . . .	173
POSPÍŠIL, L.—HUSAČ, L.: Príspevok geofyziky k poznaniu stavby východoslovenských neovulkanitov a ich podložia — On Structure of East Slovakian Neovolcanic Rocks and their Basement . . . . .	197

**Geologický ústav Dionýza Štúra**  
**KNIŽNICA**  
Mlynská dolina 1  
**817 04 BRATISLAVA**

1. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 2. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 3. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 4. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 5. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 6. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 7. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 8. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 9. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 10. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 11. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 12. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 13. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 14. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 15. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 16. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 17. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 18. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 19. *On the Geology of the State of New York* — John A. King  
 20. *On the Geology of the State of New York* — John A. King

Geological Survey of New York  
 ALBANY, N. Y.  
 1895

MICHAL MAHEL

## Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam

(5 obrázkov v texte, anglické resumé)

**Abstract.** In the article an analysis of faults is presented with distinguishing and designation of several of them. The importance of older faults (Paleoalpine and Mesoalpine), strike slip faults, longitudinal faults at the northern margin of crystalline cores is stressed. The role of longitudinal, transversal and diagonal faults in formation of the structural and morphostructural plan is discussed in a wider extent.

### Úvod

Zlomy sú základným štruktúrnym prvkom morfoštruktúrneho plánu, ale významne sa podieľajú i na utváraní štruktúrneho plánu Západných Karpát. Osobitný význam majú hlavne pri neskoroalpínskom (laramskom) pláne, a to zlomy smerné, viac-menej súbežné s priebehom synform, resp. antiform. Často majú regionálny charakter. Niektoré sprevádzajú len štruktúry vyšších poschodí budovaných mezozoikom, iné, hlavne prešmyky, majú hlbinné založenie. I viaceré priečne zlomy vykazujú znaky, ktoré naznačujú na ich funkciu už pri utváraní štruktúrneho plánu; takými sú prejavy stlačenia i posunov, priečne orientovaných brachyštruktúr atď.

Jestvujú i také priečne zlomy, na ktorých sa mení zásadne morfoštruktúrny i štruktúrny plán; sú rozhraniami blokov vyššieho rádu, pravdepodobne veľmi starého založenia.

Pestrosť stavby Západných Karpát vyjadrená rozdielmi v štruktúrnom i morfoštruktúrnom pláne základných geotektonických pásiem je príčinou toho, že v každom z týchto pásiem je odkrytá iná stránka a zjavnejšia iná funkcia zlomov. Veporikum i gemerikum sú vhodným objektom pre poznanie úlohy zlomov v hlbších stupňoch stavby. Slovenský kras a Stratenské vrchy poskytujú možnosť poznať úlohu smerných zlomov v pripovrchových synklinóriách.

Zaujímavé poznatky o funkcii zlomov nám poskytujú i jadrové pohoria, hlavne také, ktoré majú členitejší nielen morfoštruktúrny, ale hlavne štruktúrny charakter. Strážovské vrchy majú v tomto smere vďaka rozvitosti laramskej tektoniky osobitné postavenie. Treba podotknúť, že až doteraz chýbala podrobnejšia analýza neskoroalpínskej tektoniky tohto pohoria, i keď už predchádzajúce štúdiá priniesli veľa poznatkov o jednotlivých zlomoch i o laramských a popaleogénnych plikatívnych

štruktúrach (D. ANDRUSOV—M. KUTHAN 1944, D. ANDRUSOV 1958, M. MAHEL 1946, 1948, M. MAHEL et al. 1963, M. MAHEL et al. 1967).

Cieľom nášho článku je preto podať analýzu neskoroalpínskej tektoniky, poukázať na vzťah vrásovej a zlomovej tektoniky a vyzdvihnúť celokarpatský význam niektorých poznatkov o neskoroalpínskej tektonike Strážovských vrchov.

## Neskoroalpínske vrásové štruktúry a sprievodné smerné prešmyky

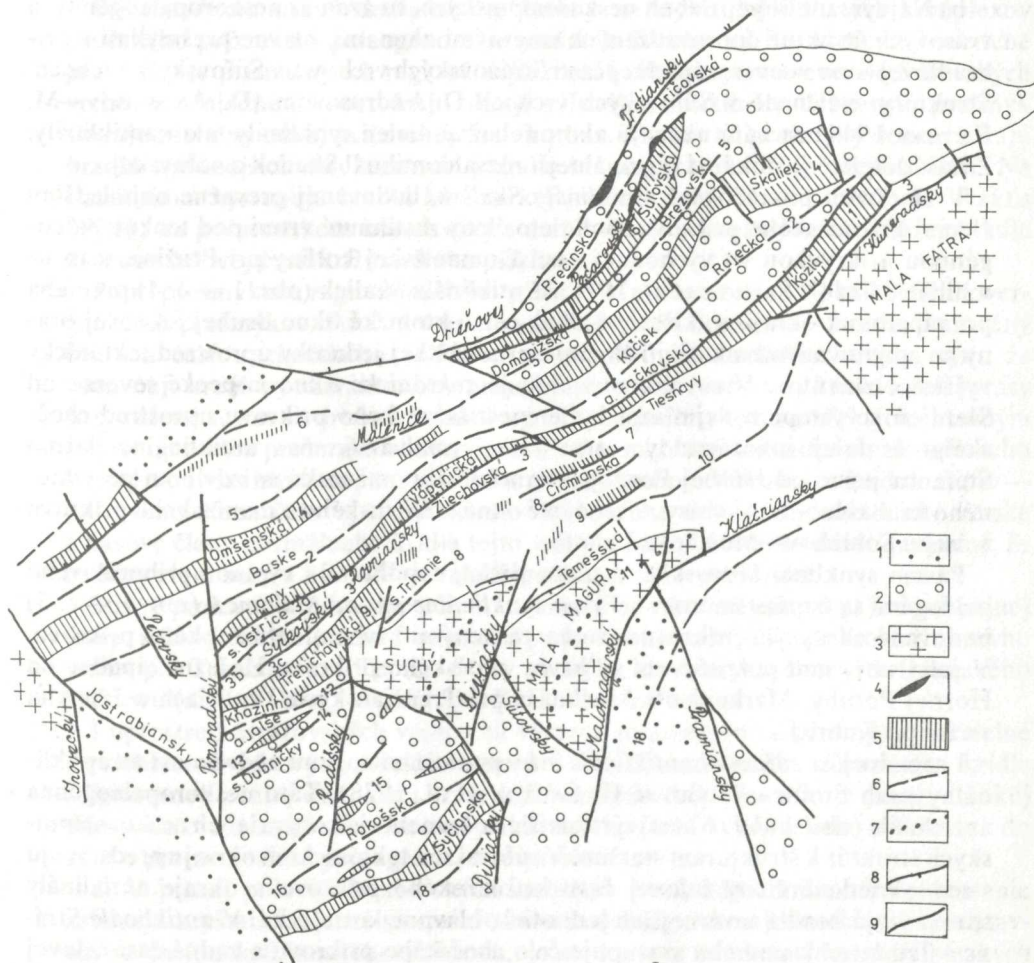
### Konjunktívne štruktúry a prešmyky

Značný rozsah paleogénu v severozápadnej časti Strážovských vrchov, hlavne v príbradlovej zóne, vrátane priliehajúcich pohorí (Súľovské vrchy, Malá Fatra), ale i v južnej časti pohoria a jeho rozloženie vo viacerých štruktúrach uľahčuje poznať rozsah neskoroalpínskej tektoniky. Navyše ako kritérium pre stanovenie priebehu synklinál popri paleogéne poslúžia vyššie príkrovy, strážovský a sčasti i chočský, v máloktoľom inom jadrovom pohorí také rozsiahle. V centrálnej vyzdvihnutej časti pohoria na tento účel poslúži rozloženie vyšších štruktúrnych elementov krížňanského príkrovu (jeho vyšších digitácií a členov vrchného normálneho krídla dubnickej ležatej vrásy) a v okrajovej časti kryštalických jadier i prítomnosť do kryštalinika tektonicky včleneného obalového mezozoika. Priebeh osi antiklinálnych štruktúr sa dá sledovať i z vystupovania spodných štruktúrnych elementov uprostred vyšších. V Strážovských vrchoch je zjavné, že neskoroalpínska tektonika zapríčinila zvlnenie presunových plôch príkrovov, ale i časté roztrhnutie spojovacieho krídla antiklinál a synklinál (M. MAHEL 1948). Preto i priebeh prešmykov regionálnejšieho charakteru poslúži miestami pri sledovaní priebehu neskoroalpínskych vrásových štruktúr (obr. 1). Zostavená skica ukazuje uplatnenie neskoroalpínskeho vrásnenia a následného vzniku prešmykov, a v podstatnej časti pohoria. Pritom priebeh vrásových štruktúr i smerných prešmykov pokračuje do susedných Súľovských vrchov, Malej Magury i do Žiaru.

a) Ústredné postavenie (obr. 1 — č. 1) v rozložení neskoroalpínskych vrásových štruktúr v Strážovských vrchoch zaberá *antiklinála Vápenice* (M. MAHEL 1961). Tá smerne pokračuje cez tektonické okná Biely potok, podhrebeňová časť Hrubej Kačky — dolina Rajčianky (západne od Fačkova) — tektonické okno Ďurčinskej jednotky — antiklinálna hrasť Kozla v Malej Fatre. Smerom k jz. má antiklinála Vápenice pokračovanie v antiklinálnom *pásme Jám* (pruh aniských vápencov na plošine Žihľavníka) až k tektonickému oknu Slatinky s výstupom najmladších členov krížňanského príkrovu uprostred vápencovo-dolomitických más chočského a strážovského príkrovu.

Zo severu súbežne s opísaným ústredným antiklinálnym pruhom prebieha výrazná, miestami široká synklinála, (obr. 1 — č. 2), ktorú reprezentuje od severu k juhozápadu: Rajecká kotlina — *synklinála Sádeckého vrchu a Hrubej Kačky* s mocnými komplexmi strážovského príkrovu — široká synklinála so zachovanými zvyškami paleogénu pri Mojtíne, na Čiernom vrchu a Slezajniach — kryhy strážovského príkrovu.

I z južnej strany ústredného antiklinálneho pásma tiahne sa synklinálne pásmo, (obr. 1 — č. 3) reprezentované priekopovou prepádkou s výplňou mezozoika obalovej jednotky a križňanského príkrovu, pretiahnuté z vnútornej strany antiklinálnej hrasti Kozla; z východnej strany oproti kryštaliniku masívu Veľkej Lúky obmedzenej kunerádkym zlomom. V jej smernom pokračovaní je synklinálne pásmo chočského príkrovu najvýraznejšie v priestore Tiesňav v doline Rajčianky. Os tejto synklinály prechádza cez kryhu strážovského príkrovu na Strážove a zliechovskou depresiou budovanou albom-cenomanom. V oblasti Žihľavníka sú reprezentantom opisovaného synklinálneho pásma masy strážovského príkrovu — synklinála Ostrice.



Obr. 1 Tektonická skica neskoroalpínskych štruktúrnych elementov

1 — neogén; 2 — centrálneokarpatský a pribradlový paleogén; 3 — kryštalické jadrá; 4 — bradá pienskej zóny; 5 — priebeh neskoroalpínskych antiklinál; 6 — osi neskoroalpínskych synklinál; 7 — osi kryštalických jadier; 8 — zdvihy — prešmyky; 9 — význačnejšie zlomy.

Styk troch opísaných priebežných a v určitom zmysle i ústredných vrásových štruktúr je častejšie tektonický. Najvýraznejší je juhovergentný prešmyk antiklinály Vápenice — rovniansky, na ktorom spodný neokóm prekrýva vrchný alb — spodný cenoman.

Styk neokómu krížňanského príkrovu priamo s aniskými vápencami strážovského príkrovu je v doline Bieleho potoka, na južnom svahu Hrubej Kačky a Sádeckého vrchu i v doline Rajčianky pri Fačkove dôsledkom zdvihu pozdĺž prešmyku, azda juhovergentného. Zdvih má regionálny rozsah. K severovýchodu sleduje výrazný smerný prešmyk, rozhranie neskoroalpínskej synklinály Sádeckého vrchu a antiklinály fačkovskej.

b) Najvýraznejší je priebeh neskoroalpínskych, tu azda až neskoropaleogénnych vrásových štruktúr doprevádzaných smernými zlomami, hlavne prešmykmi v pribradlovej zóne v severozápadnej časti Strážovských vrchov a v Súľovských vrchoch. Štruktúry vyčlenené v Súľovských vrchoch D. Andrusovom (D. ANDRUSOV—M. KUTHAN 1944) sa nám ukazujú ako priebežné nielen synklinály, ale i antiklinály. Zvlášť dôležité je dokázať regionálnejší rozsah antilínál Skaliek a súľovskej.

V smernom pokračovaní *antiklinály Skaliek*, budovanej prevažne najmladšími členmi krížňanského príkrovu, boli tieto členy zastihnuté vrtmi pod tenkou paleogénnou prikrývkou vo východnej časti Domanízskej kotliny pri Pružine, a to už v hĺbke 34 m (I. ŠALAGA et al. 1978). Antiklinála Skaliek (obr. 1 — č. 4) prebieha pri západnom okraji synklinály Kačiek cez tektonické okno druhej Štúrovej brány so zdigitovanými mladšími členmi čiernovážskej jednotky uprostred tektonicky vyšších elementov. V rovnakom smere je *tektonické okno kopecké* severne od Slezajen s výstupom najmladších členov krížňanského príkrovu uprostred chočského a ďalej juhozápadným smerom — nadväzuje na: antiklinálne pásmo Štefanca južne od Hurnej Poruby — antiklinálu omšenskú so zdvihom prevráteného krídla dubnickej vrásky, tektonické okná krížňanského a manínskeho príkrovu v úseku Soblahov—Mnichova Lehota.

Pásmo synklinál *brezovskej a domanižskej* s mohutnou výplňou pribradloveho paleogénu sa napája smerom k JV na *synklinálne pásmo Malenice*, (obr. 1 — č. 5) budované chočským príkrovom so zavrásnenými kryhami strážovského príkrovu. V jeho smernom pokračovaní sú kryhy chočského príkrovu Hoľazní západne od Hornej Poruby, Markovice a Machnáča pri Trenčianskych Tepliciach a Jánovho vrchu pri Kubrici.

I západnejšia *súľovská antiklinála* má v podloží paleogénu nadväznosť na antiklinálny pruh Stráne—Trudovač (I. ŠALAGA et al. 1978). Táto neskoropaleogénna antiklinála (obr. 1 — č. 6), najvýraznejšie dokumentuje kosý priebeh neskoroalpínskych štruktúr k štruktúram starším. V súľovskom tektonickom okne ju predstavujú strednokriedové členy čelovej časti krížňanského príkrovu a okraje antiklinály sprevádzajú bradlá severnejších jednotiek, hlavne kostelecké. V *antiklinále Stráne—Trudovač* k povrchu vystupuje čelo chočského príkrovu a zadná časť čelovej časti krížňanského príkrovu. Smerom k západu v okolí Dubnice nadväzuje na tektonické okná členov prevráteného krídla dubnickej vrásky (v Lieskovej a v Dubnickej doline) a antiklinálny pruh manínskeho príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach; jej priebeh možno sledovať až ku Kubre.

Najsevernejšia zo synklinálnych štruktúr Strážovských vrchov, prečínska synklinála, je vlastne južným úsekom synklinály hričovskej s výraznejšími znakmi pribradlového paleogénu. Jej pokračovanie k juhozápadu naznačujú väčšie kryhy chočského príkrovu Norovice pri Košeci a malé kryhy tohto príkrovu pri Kubre a na hradnom vršku Trenčín. Práve tieto najsevernejšie vrásové štruktúry sú doprevádzané najvýraznejšími prešmykmi.

Pri západnom okraji prečínskej synformy styk paleogénu s nozdrovickou šupinou obstaráva prešmyk trstiansky (podľa osady Trstie). Pri východnom okraji synformy na styku paleogénu s ďalším, vnútornejším čelovým pruhom krížňanského príkrovu prebieha prešmyk počarovský (podľa obce Počarová).

Pri západnom okraji domanižskej kotliny na styku dolomitových komplexov chočského príkrovu s paleogénom je prešmyk Drieňovej. Pre všetky tri uvedené prešmyky je príznačný ich regionálnejší rozsah. Zasahujú na sever do Súfovských vrchov a posledné dva vytvárajú okraje súfavskej antiklinály. Trstiansky prešmyk sleduje západný okraj hričovskej časti kotliny. Všetky tri prešmyky doprevádzajú bradlá spodnejších štruktúrnych jednotiek: majú zrejme hlbnejší dosah. Na trstianskom vystupujú bradlá kosteleckej jednotky (M. MAHEL 1967; M. RAKÚS 1975); na počarovskom kosteleckej a manínskej; na prešmyku Drieňovej bradlá z členov čelovej časti krížňanského príkrovu.

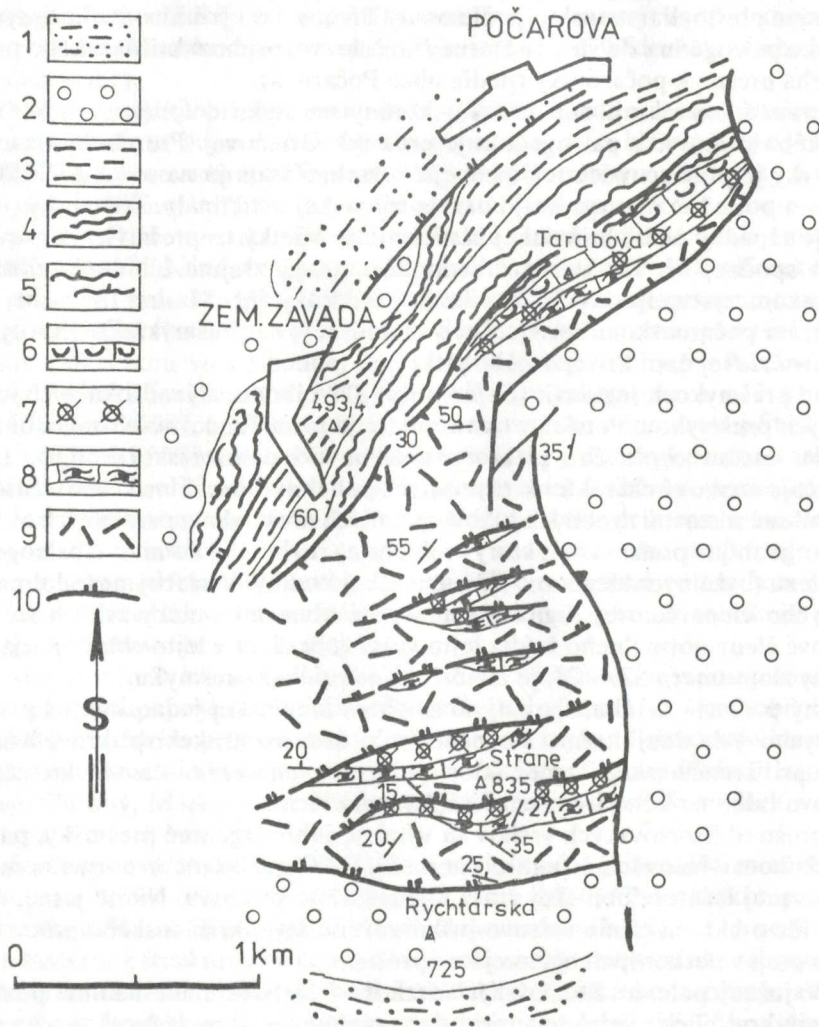
Popri prešmykoch regionálnych je v pribradlovej zóne celý rad lokálnych juhovergentných prešmykov. Poučný v tomto smere je pruh Trudovač—Stráne, budovaný čelovou časťou chočského príkrovu severne od domanižskej kotliny, tým, že naznačuje areálový charakter kompresných pohybov. Normálne krídlo ležatej vrásky je porušené sústavou drobných juhovergentných prešmykov, paralelných s hlavným juhovergentným prešmykom, ktorý prebieha na rozhraní dolomitov a paleogénneho komplexu (bazálnych zlepencov) Domanížskej kotliny. V hrubej mase dolomitov — jadrového člena čelovej digitácie, sú viacnásobne tektonicky zaklesnuté rétske a liasové členy normálneho krídla tejto vrásky (obr. 2). I v tejto oblasti je zjavné, že priečny zlom smeru SZ—JV, je mladší; utína priebeh prešmyku.

Strmý prešmyk k juhu, spojený so zdvihom manínskej jednotky, je i pri južnej (resp. juhovýchodnej) hranici mocného pruhu liasu manínskeho príkrovu Kňazovho vrchu pri Trenčianskej Teplej, ktorý sa stýka s viacerými členmi krížňanského príkrovu (alb, neokóm) — prešmyk Kňazovho vrchu.

I uprostred Strážovských vrchov sú výrazné juhovergentné prešmyky, paralelné s priebehom vrásových štruktúr smeru SV—JZ, rozložené v normálnom krídle zdigitovanej ležatej dubnickej vrásky krížňanského príkrovu. Nie je jasné, do akej miery ide o akt zavŕšenia vrásovo-príkrovového štýlu krížňanského príkrovu a do akej o prejav neskoropaleogénnej kompresie.

c) V južnej polovici Strážovských vrchov, v časti, kde dominantné postavenie zaberajú kryštalické jadrá so sprievodnou malomagurskou jednotkou a s podstavcovou časťou krížňanského príkrovu, je sledovanie priebehu neskoropalpínskych vrásových štruktúr ťažšie. Ani tu však nechýbajú štruktúry regionálnejšieho rozsahu, ako napr. antiklinálne pásmo rozložené z vnútornej strany synklinálnej zóny Tiesňavy — Čierny vrch — zliechovská depresia — Ostrica. Predstavuje ho (obr. 1 — č. 7) pruh neokómu antiklinály Vyhnan severne od čičmianskej depresie,

v smernom pokračovaní k JZ tektonické okná albu prevráteného krídla čičermskej digitácie v dolinách Hanušovej západne od Čičmian a okno Cigánik v Škripovej doline, severne od Valaskej Belej. Výrazný pruh bazálnej štruktúry krížňanského príkrovu medzi Valaskou Belou a Čiernou Lehotou, budovaný dielovým príkrovom belianskym, predstavuje západný úsek opisovaného antiklinálneho pásma. Ten smerne nadväzuje na výraznú antiklinálu v krížňanskom príkrove s osou sledujúcou horný tok Trebichavského potoka. Súčasťou, resp. prídavnou štruktúrou tejto



Obr. 2 Geologická mapka oblasti Zemianskej Závady znázorňuje tektonické porušenie čelovej časti príkrovov

1 — lutét: flyš; 2 — vrchný paleocén — spodný lutét: zlepenec; 3—4 — krížňanský príkrov: 3 — alb: slienité bridlice, pieskovce; 4 — neokóm: slienité vápence; 5—9: chočský príkrov: 5 — titón — spodný neokóm: doskovité vápence; 6 — malm: červené hľuznaté vápence; 7 — lias: krinoidové vápence; 8 — rét: organogénne vápence; 9 — vrchný trias: dolomity; 10 — prešmyky.



antiklinály je pruh belianskej jednotky Kamenných vrát. Priebeh osi *antiklinály Trebichavskej doliny* možno sledovať podľa rozloženia spodnejších členov bielovážskej jednotky v podloží bebravskej jednotky až k timoradzskému zlomu, k Timoradzi, teda k juhozápadnému okraju pohoria.

Južnejšie prebieha paralelne s opísaným antiklinálnym pruhom synklinála (obr. 1 — č. 8) naznačovaná rozsiahlou *depressiou čičmianskou* budovanou albom krížňanského príkrovu. Azda jej smerným pokračovaním je synklinála *Trhanie*, juhozápadne od Valaskej Belej, so zavrásneným obalovým mezozoikom severozápadnej časti kryštalinika Suchého.

Ďalšou synklinálou analogického typu je *temešská synklinála* (M. MAHEL 1948, 1961) so zavrásnenou malomagurskou jednotkou na rozhraní kryštalicích jadier Suchého a Malej Magury (obr. 1 — č. 10). V jej smernom pokračovaní k SV prebieha os čičermanskej digitácie a kryha chočského príkrovu na vrchu Klaku.

Medzi obidvoma práve opísanými synklinálami je široké antiklinálne pásmo, reprezentované ústrednou osovou časťou kryštalinika Suchého, ale i „falošná“ antiklinála Kohútovej doliny, (obr. 1 — č. 9) severovýchodne od Gápla a spätná vrása Rakytníka, s výzdvihom dolomitov jadrového člena čičermanskej digitácie.

*Antiklinálne pásmo Malej Magury* je najvnútornejšou (obr. 1 — č. 11) štruktúrou. Jeho prepojenie na *megaantiklinálu Malej Fatry* naznačujú okná spodnejších členov krížňanskeho príkrovu v hornej časti Frývaldskej a Porubskej doliny.

Viacere z opísaných synklinál sú smernými prešmykmi rozčlenené na čiastkové lokálne štruktúry. Také sme vyčlenili v masách chočského a strážovského príkrovu, rozložených medzi antiklinálnym pásmom Jamy — Slatinka a antiklinálnym pásmom Trebichavského potoka. Smerné prešmyky, a to *severovergentný prešmyk Ukovca* a *juhovergentný Šipkovský*, rozčleňujú vápencovo-dolomitický komplex na paralelne prebiehajúce tri čiastkové synklinálne štruktúry. Každá má niektoré odlišnosti stavby a samostatný hydrogeologický režim. Severne od prešmyku Ukovca je už skôr spomínaná synklinála Ostrice (obr. 1 — č. 3a) budovaná masami wettersteinských vápencov strážovského príkrovu. Čiastková jednotka, rozložená južnejšie od prešmyku, má azda najtypickejšie vyvinutú bebravskú jednotku s viacerými polohami riasových vápencov (obr. 1 — č. 3b). V najjužnejšej zo štruktúr má dominantné postavenie bielovážska séria s mocnými lunzskými vrstvami (obr. 1 — č. 3c). Tektonické okno albu pri Slatine i výstup verfénskych vrstiev pri Šipkove ukazuje na výrazný zdvih pozdĺž šipkovského prešmyku.

d) Neskoroalpínske vrásové štruktúry sú výrazné i v južnej časti Strážovských vrchov, v oblastiach mimo kryštalicích jadier; južne a juhozápadne od nich. Tieto štruktúry však končia pri okrajoch kryštalicích jadier, ktoré predstavujú bloky hlbšej základovej časti pohoria vyzdvižené pozdĺž viacerých systémov okrajových zlomov. Zvyšky vrchnejšej stavby i s prejavmi neskoroalpínskej tektoniky sa zachovali len v menej vyzdvihutej severnej okrajovej časti jadier vo forme už spomínaných synklinál *Trhanie* a *temešskej*.

Stavba horskej skupiny Rokošov, juhozápadne od Suchého, ktorá predstavuje najvnútornejší cíp pohoria (spolu s Drieňovým vrchom), ukazuje, že i južné časti pohoria neskoroalpínska kompresia výrazne poznačila. Vystupuje tu celý rad pomerne úzkych antiklinál a synklinál zhruba sz.—jv. smeru.

Z výraznejších neskoalpínskych štruktúr sú to: synklinála Kňazinho vrchu, antiklinála Jalše, kšinianska a rokošská synklinála oddelené úzkym antiklinálnym pásmom, antiklinála sučianska.

Južne od opísanej priebežnej antiklinály Trebichavskej doliny rozložený mohutný komplex vápencov a dolomitov, predovšetkým bebravskej jednotky, predstavuje výplň synklinály, ktorú podľa najvyššieho vrchu nazývame *synklinálou Kňazinho vrchu* (obr. 1 — č. 12).

Blízko hranice dolomitických komplexov so severozápadným okrajom paleogénnej kšinianskej kotliny sa vynárajú aniské vápence bebravskej jednotky, ktoré predstavujú priebeh lokálnej antiklinály — *antiklinály Jalše* (obr. 1 — č. 13).

Nápadné je, že i pri južnej (juhovýchodnej) hranici Kšinianskej kotliny sa spod dolomitových mäs bebravskej (obr. 1 — č. 14), jednotky vynárajú jej spodnejšie členy, a to pri Uhrovskom Podhradí, ba aj pri Rudnianskej Lehote, i členy štruktúrnej nižšej bielovážskej melafýrovej skupiny, reiflingské vápence). I tu je oddelená rozsiahlejšia synklinála vyplnená naloženým paleogénom a južnejšia *synklinála rokošská* (obr. 1 — č. 16), budovaná jednotkami chočského príkrovu, úzkym antiklinálnym pásmom (obr. 1 — č. 15). Samotná paleogénna Kšinianska kotlina je rozčlenená centrálnou antiklinálou s výstupmi mezozoika na Skalke a Homôlke (dokonca s prítomnosťou spodných členov krížňanského príkrovu) na dve čiastkové synformy. V osovej časti obidvoch, severnejšej synformy Dubničky a južnejšej žitnianskej, je rozložené mladšie flyšové súvrstvie.

I južnejší, prevažne dolomitový komplex Rokošov, neskoalpínska tektonika rozčleňuje lokálnou antiklinálou Hradištнице.

Zvlášť výraznou neskoalpínskou štruktúrou je *sučianska antiklinála* (obr. 1 — č. 17) tektonické okno krížňanského príkrovu s výrazným zdvihom až prešmykom, hlavne pri južnom okraji. V smernom pokračovaní sučianskej antiklinály k juhozápadu sú výstupy najspodnejším elementom chočského príkrovu (členy „melafýrovej série“ pri Horných Vestenicich a Hradišti). Smerom k východu sa os antiklinály stáča do smeru SSZ—JJV a pravdepodobne cez centrálnu časť vyzdvihnutej paleogénnej bojnickej kryhy nadväzuje na osovú časť kryhy Malej Magury.

Juhovýchodne od sučianskej antiklinály je výraznejšia synklinála budovaná chočským príkrovom (obr. 1 — č. 18). V jej smernom pokračovaní k SV je azda synklinála medzi kryštalicým jadrom Malej Magury a Žiaru, ktorej os z juhu približne sleduje priebeh kľačnianskeho zlomu.

Neskoalpínska kompresia postihla zrejme celé pohorie a výrazne sa odrazila v jeho stavbe. Väčšina z antiklinál a synklinál miestami pomerne úzkych má priebežný charakter. Viaceré antiklinály sprevádzané prešmykmi, ktoré postihujú najčastejšie vnútorné (južné resp. juhovýchodné) krídlo. Priebeh osi neskoalpínskych vrásových štruktúr i prešmykov je sčasti kosý k paleoalpínskym elementom.

## Priečne zlomy

V Strážovských vrchoch sú dva výrazné systémy priečných zlomov: zlomy smeru SZ—JV a zlomy s.—j., resp. ssz.—jjv. (obr. 3).

Je celkom logické, že jadrové pohorie západokarpatského smeru vrásových štruktúr (JZ—SV) má vyvinuté priečne zlomy smeru SZ—JV, ktoré spôsobujú morfológickú členitosť pohoria; pozdĺž nich je orientovaná väčšina dolín a chrbtov.

Prevažnú väčšinu predstavujú zlomy lokálne. Ich sieť je veľmi hustá, odráža sa to na hustej morfológickej členitosti. Prejavuje sa to i v geologickej členitosti kryhami priečne orientovanými k priebehu tektonických jednotiek. V poklesnutých kryhách má väčší rozsah chočský príkrov, vo vyzdvihnutých, k povrchu vystupujúcich, nižšie tektonické jednotky, hlavne križňanský príkrov, a to i spodným krídlom ležatej vrásy dubnickej.

Sú však i typy zlomov, ktoré majú väčší význam, hlbší dosah a pravdepodobne i staršie založenie. Sú to — jastrabiansky, peťovský a dvojica zlomov závadský a šútovský.

#### *Jastrabiansky zlom (M. MAHEL 1969)*

Prejavuje sa v úseku Mníchova Lehota—Jastrabianske sedlo. V severovýchodnej kryhe vystupujú v tektonickom okne najspodnejšie členy manínskeho príkrovu; v ich nadloží ležatá vrása zliechovského príkrovu a nad tým chočský príkrov. JZ od jastrabienského zlomu vystupuje kryštalinikum Považského Inovca rozčlenené pruhmi permu a obalového mezozoika na tri čiastkové jednotky. Kryha Strážovských vrchov pozdĺž tohto zlomu zaznamenáva niekoľkotisícmetrový pokles oproti kryhe Považského Inovca.

Ide o zlom hlbinný, rozhranie gravimetricky odlišných oblastí severnej, málo diferencovanej, s výraznými zápornými anomáliami a južnej, charakterizovanej prevažne kladnými anomáliami (T. BUDAY—A. DUDEK—J. IBRMAJER 1967).

Jastrabiansky zlom navyše vytvára rozhranie štruktúrneho i morfoštruktúrneho plánu. Najvýraznejšie sa to prejavuje tým, že neskoroalpínske vrásové štruktúry Strážovských vrchov na tomto zlome (obr. 1) končia. Je teda zrejmé, že jastrabiansky zlom oddeľuje bloky odlišnej stavby.

Jastrabiansky zlom má regionálny význam, predstavuje severný okraj dunajského bloku, jeho styk s fatransko-tatranským blokom; vytvára rozhranie blokov vyššieho rádu v rámci Západných Karpát (O. FUSAN et al. 1980). Na západe sa napája na systém zlomov hornomoravského úvalu, na východe vytvára rozhranie medzi jadrovým pohorím Trábeča a neovulkanickým pohorím Vtáčnika.

Priebeh jastrabianskeho zlomu z Jastrabianskeho sedla (sedlo na rozhraní Považského Inovca a Strážovských vrchov) cez neogén Bánovskej kotliny dokazuje i jeho osobitný význam pri formovaní neogénnej kotliny. Jastrabiansky zlom, overený vrtmi v neogéne, je totiž výrazným rozhraním kryh. V úseku Trenčianskeho Jastrabia—Bánovce nad Bebravou vytvára hranicu medzi severnou kryhou budovanou spodným miocénom a južnou kryhou so sladkovodným stredným až vrchným miocénom. Výška skoku na tomto úseku dosahuje až 1000 m a svedčí o zmene zmyslu pohybov behom času (E. BRESTENSKÁ 1980). Výraznejšie ho aktivizovali

i pohyby začiatkom pliocénu. Vo svojom priebehu sa jastrabiansky zlom sigmoidálne ohýba s vychýlením k SZ pri Horňanoch a k JZ pri Ostraticiach.

V jednotlivých úsekoch jastrabianskeho zlomu sa prejavujú výraznejšie účinky iných etáp jeho funkcie.

Jastrabiansky zlom v Bánovskej kotline sprevádzajú lokálne zlomy, ktoré majú menšie skoky so sklonmi k osi panvy (E. BRESTENSKÁ 1980).

Súbežne s jastrabianskym zlomom prebieha celý rad lokálnych zlomov. Osobitné miesto medzi nimi má peťovský zlom so zjavným posunom a prejavom kompresie, miestami prešmykovým charakterom. Možno ho sledovať z doliny Machnáča do Opatovskej doliny. Zvlášť výrazný je južne od Peťovky, kde utína naprieč priebeh štruktúr krížňanského príkrovu — ležatej vrásky dubnickej, pri Peťovke štruktúry manínskeho príkrovu a pri Opatovej na viacerých miestach chočského príkrovu. Peťovský zlom predstavuje výrazný výzdvih východnej kryhy. Základ tejto kryhy tvorí chočský príkrov. Postupne smerom k zlomu sa spod neho vynára dubnická ležatá vrása krížňanského príkrovu so svojimi oboma krídlami a v značnom rozsahu i štruktúrne pestrý manínsky príkrov. V ľavej kryhe sú poklesnuté masy chočského príkrovu. Prejavy laterálneho členeného posunu i kompresie dokumentujú zvyšky vrchného krídla dubnickej ležatej vrásky pozdĺž západného okraja tohto priečného zlomu. Ide pravdepodobne o zlom vyššieho rádu s hlbinnším dosahom. Viac-menej paralelne s peťovským zlomom prebieha celý rad lokálnych zlomov. V severnom pokračovaní nadväzuje na peťovský zlom zlom kubriansky a opatovský. Význam peťovského zlomu tkvie v jeho podiele na vytváraní kaskádovitého štýlu. Peťovský zlom spolu so severným úsekom timoradzského (SSZ—JJV) a s jastrabianskym zlomom rozčleňujú západnú časť Strážovských vrchov na väčšie, priečne orientované kryhy (rozsekané sústavou lokálnych plytších zlomov). Východná kryha pri každom z týchto zlomov zaznamenáva výrazný zdvih s vynorením sa spodnejších jednotiek; pri peťovskom zlome manínskeho príkrovu. Západne od každého z týchto troch zlomov je najvýraznejšie poklesnutá časť západnej kryhy. Ide vlastne o sústavu priečných prešmykov s úklonom obidvoch krých k V, resp. k SV. Peťovský zlom (rovnako ako timoradzský) je zrejme zlomom vyššieho rádu v rámci sústavy priečných zlomov. Má i hlbinnšie založenie, uplatňuje sa v stavbe výzdvihom podložných jednotiek v priečnom smere. Jeho kompresný charakter napovedá o staršom veku, ako má väčšina zlomov tohto smeru, i o jeho účinkovaní pri posledných kompresných pohyboch.

Výrazný výzdvih východnej kryhy a pokles západnej kryhy, zjavné hlavne u peťovského zlomu, spestrujú povrchovú stavbu. Popri priebehu štruktúr paleoalpínskych i neskoroalpínskych smeru SZ—JV spôsobujú vytváranie tektonických okien, prípadne polokien, orientovaných v smere S—J, SSZ—JJV. Pozdĺž timoradzského zlomu je to „jazyk“ — polokno albu krížňanského príkrovu uprostred vyšších príkrovov, tektonické okno albu a neokómu krížňanského príkrovu pri Slatine n/Bebravou. Pozdĺž peťovského zlomu sa tiahne rozsiahle polokno nižších jednotiek manínskeho príkrovu a ležatej vrásky dubnickej, ktoré sú v dĺžke približne 8 km vyzdvihnuté medzi masami chočského príkrovu. Vďaka tomu je len málo oblastí, kde je stavba Západných Karpát taká pestrá. Výrazný zdvih východnej kryhy pozdĺž jastrabianskeho zlomu však nie je kompenzovaný poklesom západnej kryhy Inovca.

Tá zaznamenáva veľmi výrazný zdvih zrejme preto, že patrí k inému bloku vyššieho rádu s vlastným geodynamickým režimom. Spolu vytvárajú tieto priečne zlomy vyššieho rádu zdvihmi západnejších kryh kaskádovitý štýl stavby.

Osobitnú skupinu predstavujú okrajové zlomy kryštalických jadier.

a) K skupine zlomov smeru SZ—JV patria v Strážovských vrchoch až dva zlomy — závadský a šútovský.

*Závadský zlom* (M. MAHEL 1961, M. MAHEL 1961) pri južnom okraji kryštalického jadra Suchého je silne členitý sústavou lokálnych zlomov. Obstaráva styk s viacerými paleoalpínskymi členmi i štruktúrami krížňanského i chočského príkrovu; koso ich odrezáva. Priebeh osi zdvihnutej kryhy kryštalinika k priebehu neskoropalpínskych štruktúr je priečny. Pri Rudnianskej Lehote na severnom svahu doliny Bystrice je kryštalinikum prešmyknuté nielen cez mezozoikum, ako v iných úsekoch, ale i cez paleogén; sklony 30—35° k severu pod kryštalinikum. Mezozoikum, ale i paleogén v blízkosti závadského zlomu je miestami výraznejšie vztýčené (až 70°) a drvené, prejavy prešmyku bloku kryštalinika sú zjavné.

*Šútovský zlom* (M. MAHEL 1961) pri južnom okraji kryštalinika Malej Magury obstaráva styk hlavne s paleogénom vyzdvihnutej bojnickej kryhy. Len miestami styk s členmi chočského a krížňanského príkrovu pripomína prešmykový charakter zlomu.

b) Patrí k osobitostiam Strážovských vrchov, že opísané okrajové zlomy kryštalických jadier smeru SZ—JV sú utaté okrajovými zlomami smeru viac-menej S—J, a to:

— *diviackym*, ktorý oddeľuje kryštalický masív Suchého od Malej Magury, a tým rozťína, ale i od seba odsúva závadský a šútovský zlom a

— *zlomom malomagurským*, ktorý utína kryštalické jadro Malej Magury z východnej strany. Navyše západný okraj kryštalického jadra Suchého obmedzuje severojužný zlom *kšiniansky* (jeho menší úsek).

c) Popri uvedených zlomoch regionálnejšieho významu Strážovské vrchy oplývajú hojnosťou lokálnych zlomov. Zvlášť výrazné sú v juhozápadnej časti pohoria, kde vystupujú k povrchu prakticky všetky tektonické jednotky a vysledovanie zlomov je najľahšie.

Celý rad súbežných zlomov s jastrabienským v juhozápadnej časti Strážovských vrchov až k Butkovu dokladá tektonickú zložitosť, rozlámanosť Strážovských vrchov. Na priloženom geologickom náčrte je sústava zlomov smeru SZ—JV, ktoré sme vyznačili a zväčša i pomenovali. Sú to:

— *zlomy Sopkovho kameňa*, ktoré medzi Mníchovou Lehotou a Zemianskymi Mýticami presekávajú štruktúry chočského príkrovu. Zvlášť zjavný je zlom východne od kóty 344 a pri k. 570,5. Zoradenie jednotlivých členov južnej kryhy s vrchom Macková je iné ako v severnej kryhe s vrchom Sopkov kameň.

Výraznejší je sčasti rozštiepený zlom severne od Sopkovho kameňa. I ten oddeľuje kryhy chočského príkrovu odlišnej stavby.

Severnejšie prebieha *sústava soblahovských zlomov*, ktoré rozsekávajú manínsky príkrov, ležatú vrásu dubnickú zliechovského príkrovu a členy chočského príkrovu. Najjužnejším z nich je:

— *zlom Černachova*, ktorý prebieha zo Soblahovskej doliny pozdĺž vrchnej časti

doliny Mýticej — východne od kóty 500,05 — severne od Zemianskych Mýtíc. Oddeľuje kryhy s odlišným usporiadaním členov jednotlivých jednotiek prakticky po celej dĺžke. Paralelne od neho k severu prebieha zlom cez kóty 324,5—586,9. Na križovatke s týmto zlomom je zjavný smerný prešmyk manínskeho príkrovu cez vyššie príkrovy.

V hornej časti Soblahovskej doliny po južných svahoch Starého hája prebieha rovnomenný zlom, ktorý rozsekáva hlavne ležatú vrásu dubnickú a jednotky chočského príkrovu. Prebieha východne od Ostrého vrchu po doline Neporadskej, oddeľuje kryhu Ostrého vrchu od kryhy Starý Háj—Zadná hora—Oračka. Zvlášť zreteľne sa prejavuje v Neporadskej doline usekávaním krých triasových vápencov bebravskej jednotky.

Pozdĺž zlomu smeru SZ—JV sú orientované paralelne prebiehajúce doliny v juhozápadnej čsti Strážovských vrchov—Teplická, Dubnická, Lieskovská, Prejtianska, Kloboušická, Porubská a Slatinská.

*Teplický zlom* sleduje dolinu Tepličky a presekáva čelovú časť manínskeho, križňanskeho i chočského príkrovu. Je výrazný po celej dĺžke, hlavne však v oblasti Trenčianskej Teplej, kde je južná kryha Kňazovho vrchu vyzdvihnutá; k povrchu vystupujú i členy ležateho krídla mohutnej čelovej vrásy manínskeho príkrovu. V severnej kryhe Dubovca sú zachované vyššie tektonické jednotky — členy dubnickej ležatej vrásy zliechovského príkrovu i nadložného chočského príkrovu. V pramennej oblasti Trenčianskych Teplíc teplický zlom smeru SZ—JV presekáva zlom severojužného smeru, jeden zo sústavy zlomu timoradzského. Teplický zlom sa popri porušení priebehu jednotlivých pruhov prejavuje i puklinovým systémom vyhojeným kalcitom, a to v stene krinoidových vápencov liasu manínskej jednotky na lokalite Skalka v Trenčianskych Tepliciach i v rozdrvení rovnakého typu vápencov v lome v Trenčianskej Teplej. Na juhu teplický zlom s najväčšou pravdepodobnosťou nadväzuje na:

— *zlom Svitan*, ktorý odsekáva tmavé aniské vápence bázy mohutnej vápencovej kryhy Baske oddeľujúc riasové vápence bebravskej jednotky Svitan a Dubiniek od svetlých vápencov koralovej litofácie strážovského príkrovu. Ide o sústavu lokálnych zlomov viac-menej paralelných, hojnejších severovýchodne od Slatiny. Paralelne so zlomovým pásmom Svitan prebieha zlom (členený) na línii Omšenie—Šipkov, ktorý sa zvlášť zreteľne prejavuje na severnom svahu kryhy Baské uťatím jednotiek chočského príkrovu vo východnej kryhe a poklesom vettersteinských vápencov strážovského príkrovu v západnej kryhe. Nazývame ho:

— *zlomom Ukovca*; západne od Šipkova utína viaceré šošovky vápencov a východnejšie od dediny široký pruh lunzských vrstiev. I východne od Šipkova sú členy chočského príkrovu popresekávané sústavou zlomov smeru SZ—JV.

Skupina priečných zlomov v dubnickej oblasti je výrazná tým, že v jednotlivých kryhách vystupujú k povrchu rozličné výškové horizonty dubnickej ležatej vrásy. Najjužnejší z nich:

— *zlom Ostrého vrchu* obstaráva styk kryhy vrchného krídla ležatej vrásy s jej mohutnejším jadrovým členom, fleckenmerglom. Prebieha pri západnom okraji Ostrého vrchu a Oparovca. Jeho juhovýchodné pokračovanie je ťažko sledovateľné v monotónnych masách albu, prípadne neokómu.

*Zlom Dubnickej doliny* je menej výrazný, s menším výzdvihom severnej kryhy. Výraznejší je:

— *zlom lieskovský*, pozdĺž Lieskovskej doliny. Utína z juhozápadu alb a sprievodné staršie členy prevráteného krídla ležatej dubnickej vrásky a obstaráva ich styk so severnou poklesnutou kryhou budovanou prevažne členmi normálneho krídla tejto vrásky. Poklesový charakter tejto kryhy Pliešky—Lipová hora sa prejavuje i na juhovýchode výstupom mocnejších skalných komplexov chočského príkrovu masívu Beňovej skaly a Slopského vrchu.

*Prejtiansky zlom* sledujúci Prejtiansku dolinu utína opísanú úzku kryhu od severnejšej kryhy Bočky—Sokolia s väčším podielom mocnejších lunzských vrstiev chočského príkrovu a so zastúpením najvrchnejších členov zliechovského príkrovu, neokómu a albu.

*Menší klobošický zlom* v Klobošickej doline obstaráva tektonický styk albu krížňanského príkrovu so stredotriasovými členmi chočského príkrovu. Východnejšie je:

— *zlom ilavský*, ktorý sa výraznejšie prejavuje tektonickým stykom albu krížňanského príkrovu s rôznymi členmi chočského príkrovu, hlavne s lunzskými vrstvami. Jeho smer je SSZ—JJV. Výraznejšie sa prejavuje i v rozsiahlej kryhe chočského príkrovu nepravidelným stykom jeho rôznych členov až po severozápadný svah vrchu Hoľazne (901,0).

Kryhy odlišného obsahu chočského príkrovu roztínajú zlomy sledujúce priebeh rovnomenných dolín:

— *porubský zlom* oddeľuje kryhu chočského príkrovu s prevahou lunzských vrstiev od kryhy Na skale—Sokol s mocnejšími vrchnotriasovými dolomitmi a s rétickými vápencami;

— *podhradský zlom* oddeľuje práve menovanú kryhu od kryhy Norovice so zastúpením kompletného sledu mladších členov chočského príkrovu v nadloží mohutných más triasových dolomitov.

d) Osobitný význam v tejto skupine zlomov pripadá sústave tzv. *košeckého hlbinného zlomu*, (M. MAHEL 1978) sčasti smeru SSZ—JJV. (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980). Na ňom dochádza k rotácii štruktúr zo smeru SV—JZ do smeru viac-menej Z—V. Štruktúrna zmena do smeru Z—V je zvlášť výrazná v rozložení osi bradla Butkov.

Kryha Butkova je popresekávaná hustou sústavou zlomov smeru SSZ—JJV. Je to pravdepodobne dôsledok čiastočnej rotácie tohto bloku. Východný cíp Butkova rozsekáva zlom v doline Slatinky.

Opísané zlomy smeru SZ—JV sú lokálne. Ich sieť je veľmi hustá, čo sa odráža na hustej morfolologickej členitosti a prejavuje sa i v geologickej členitosti kryhami priečne orientovanými k priebehu tektonických jednotiek. V poklesnutých kryhách má väčší rozsah chočský príkrov, vo výzdvihnutých, k povrchu vystupujúcich, nižšie tektonické jednotky, hlavne krížňanský príkrov, a to i spodným krídlom ležatej vrásky dubnickej.

Severozápadná časť Strážovských vrchov severne od podhradského zlomu zaznamenáva zjavný pokles, ktorý sa zväčšuje hlavne v severozápadnom cípe pohoria v oblasti výstupov mohutných paleogénnych komplexov. Od dubnickej oblasti

k severovýchodu možno teda v Strážovských vrchoch hovoriť o postupnom poklese pozdĺž priečných zlomov od juhozápadu k severovýchodu.

Zdanlivo menšie tektonické porušenie priečnymi zlomami v niektorých priestoroch, hlavne v rozsiahlejších kryhách chočského a strážovského príkrovu Malenica—Hrubá Kačka—Sádecký vrch, je dôsledok sťažených možností vysledovania zlomov. Výraznejšie sú zlomy v priestoroch s mocnejším paleogénom.

Pri západnom obmedzení domanižskej kotliny je *zlomové pásmo radotínske*, ktoré sleduje sčasti priebeh doliny Radotinky a doliny Pružinky. Dolomitový pruh Trudovač—Končiny—Stráne utína západný z dvojice zlomov prečínских.

e) V strednej časti Strážovských vrchov sa viaceré z priečných zlomov stáčajú od smeru SSZ—JJV. V tomto smere sú orientované i doliny Škrípová, Slávikova, Zliechovská, Jasenina. Zlomy, ktoré pomenujeme podľa týchto dolín, porušujú súvislý sled členov (pruhov) malomagurskej jednotky, a hlavne krížňanského príkrovu. Vykazujú prevažne smer SSZ—JJV, v niektorých úsekoch dokonca až S—J. Ich odnože majú smer SZ—JV. Takýto smer má zlom Masľakov severne od Valaskej Belej — západne od kóty 607,6 smerom na osadu Petelúsi. Výrazný je na ňom zdvih západnej kryhy i utatie mocného pruhu dolomitov, jadrového člena gápelskej digitácie i werfénu a gutensteinských vápencov belianskej jednotky.

V juhozápadnom cípe Strážovských vrchov k význačnejším zlomom smeru SZ—JV patrí *tužinský* a *gápelský zlom*, ktorý na juhu nadväzuje na okrajový zlom pri západnom okraji Žiaru — *pravniansky* (J. GAŠPARIK 1978). Zlom pozdĺž horného toku Nitry sleduje geografickú hranicu Strážovských vrchov a Malej Fatry — nazývame ho *gajdelským* (starý názov obce Klačno).

f) V južnej časti Strážovských vrchov zlomy smeru SZ—JV hrajú vedľajšiu úlohu s výnimkou okrajových u kryštálických jadier. To platí i pre príľahlú Hornonitriansku kotlinu, kde zlomy tohto smeru s výškou skoku do 50 m porušujú systém hlavných zlomov sv.-jz. (M. BRODŇAN 1970; J. GAŠPARIK 1973, 1978). V skupine Rokošov znemožňujú hrubé monotónne masy dolomitov sledovať priebeh zlomov. Pri východnom okraji Rokošov sú zjavné hlavne zlomy smeru ZSZ—VJV, teda s určitým odklonom od základného smeru.

#### Priečne zlomy smeru S—J

Hlavnú úlohu priečného štruktúrneho prvku v južnej časti Strážovských vrchov preberajú zlomy severojužné: timoradzský, radišský, diviacky a malomagurský (obr. 3).

Sú to zlomy vyššieho rádu, sprevádzané radom lokálnych zlomov. Miestami majú tieto zlomy vyššieho rádu charakter prešmykov a lokálnych posunov (hlavne diviacky pri severnom okraji kryštálického jadra). Sú zrejme staršie, azda paleogénne, ale výrazne sa uplatnili v mladšom neogéne pri formovaní morfoštruktúrneho plánu.

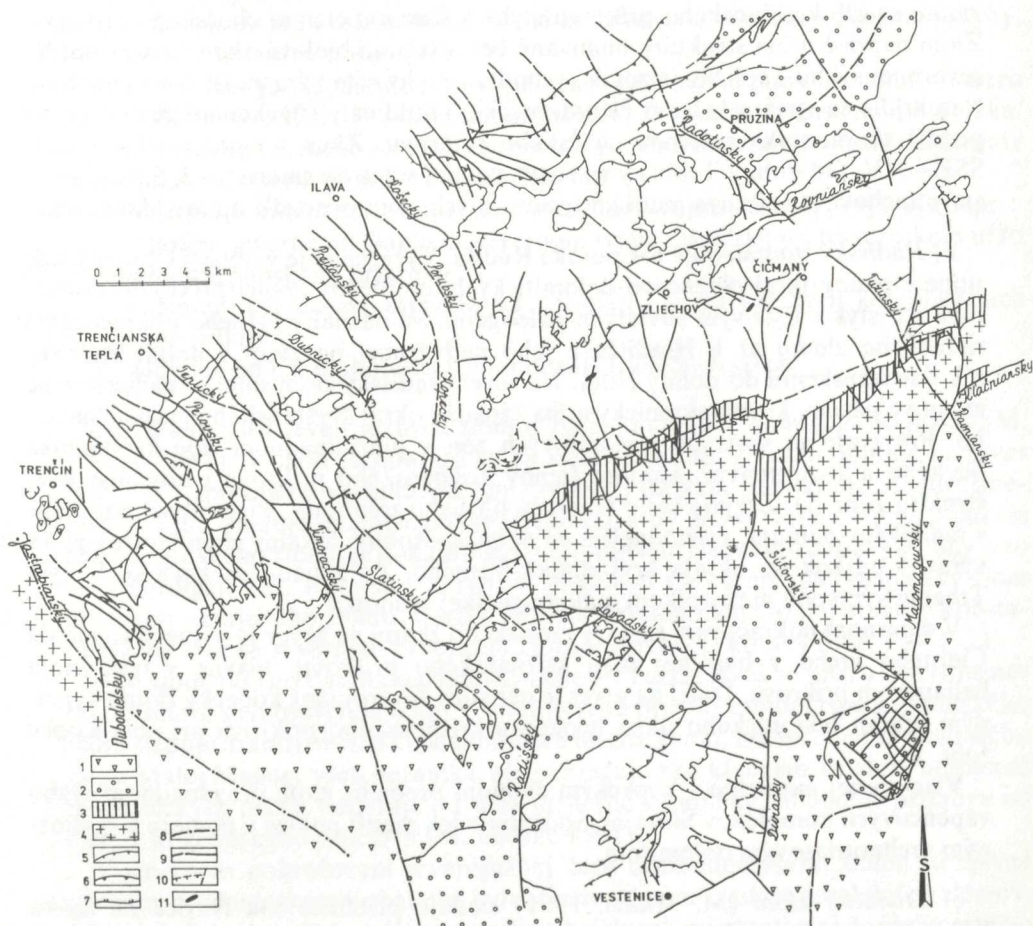
a) *Timoradzský zlom* sa najvýraznejšie prejavuje v južnej časti Strážovských vrchov, kde sleduje približne dolinu Bebravy. Predstavuje výrazný zdvih východnej kryhy. Spod bebravskej jednotky sa pri zlome vynárajú nielen jej najspodnejšie



členy, ale i členy spodnejšej, bielovážskej jednotky. Južne od Timoradze, pozdĺž zlomu, sa stýka centrálneokarpatský paleogén s neogénom Bánovskej kotliny. Vrtmi je pri južnom cípe Strážovských vrchov preverený skok 500—600 m. Západne od zlomu nebol vo vrte zastihnutý centrálneokarpatský paleogén v podloží neogénu. Priamo na vrchnom triase (vrt pri Horňanoch) leží egenburg (E. BRESTENSKÁ 1980). Poukazuje to na staré založenie timoradzského zlomu. Sprievodné, lokálne paralelné zlomy sú stupňovito rozložené medzi okrajom paleogénu a hlbšou časťou neogénnej výplne Bánovskej kotliny (E. BRESTENSKÁ 1980). Takým je napr.:

— pruský zlom v údolí na sever od dediny Prusy.

I západne od timoradzského zlomu, paralelne s ním, prebieha pri južnom okraji Strážovských vrchov celý rad lokálnych severojužných zlomov, ktoré sa morfológic-



Obr. 3 Tektonická skica zlomov Strážovských vrchov

1 — neogén; 2 — paleogén; 3 — obalová malomagurská jednotka; 4 — kryštalické jadrá; 5 — presunové línie príkrovov; 6 — presunové línie dielových príkrovov; 7 — prešmyky; 8 — hlbinné zlomy; 9 — význačnejšie zlomové línie; 10 — zlomy nižšieho radu; 11 — výstupy osi antiklinál.

ky prejavujú ako okraje zubovitých výbežkov mezozoických komplexov do neogénu Bánovskej kotliny. Takým je:

- *bobotský zlom* východne od Motešíc, prebiehajúci na juh k Bobotu;
- *neporadzský zlom* východne od Bošácej Neporadze;
- *mýtické zlomy* — jeden východne od Kostolných Mýtíc, druhý západnejšie pri Rožňových Mýticiach.

Timoradzský zlom sa výrazne prejavuje i severnejšie, uprostred mezozoika. Sleduje zo západu tektonické okno albu-neokómu krížňanského príkrovu pri Slatinke a polokno albu na Veľkých Lúkach. Sústava sprievodných zlomov tektonicky komplikuje západné okraje vápencovo-dolomitických komplexov kryhy Bukovina. V tej časti timoradzský zlom odsekáva výrazný zdvih východnej kryhy. Pozdĺž zlomu sa alb krížňanského príkrovu stýka s rôznymi členmi chočského príkrovu. Zlom naprieč utína štruktúry budované bebravskou i bielovážskou jednotkou. Na severnom svahu Tepličky je zdvih východnej kryhy ešte výraznejší. Vo vyzdvihnutom krídle sa vynára jadrový člen dubnickej antiklinály (fleckenmergel), ktorý sa pozdĺž zlomu stýka s členmi chočského príkrovu. Zlom v tejto časti má smer SSZ—JJV. Od doliny Tepličky na sever sa opäť stáča do smeru S—J. Severojužný smer zachováva i sústava menších sprievodných zlomov pozdĺž doliny Machnáča.

b) *Radišský zlom* sleduje tok potoka Radiša. Výraznejší je v oblasti Uhrovcu, kde utína západný okraj vápencovo-dolomitických komplexov vyšších príkrovov a obstaráva ich styk s flyšovým súvrstvom paleogénu. Sú náznaky južného pokračovania radišského zlomu až k Hradišću a jeho nadväznosť na zlom v doline Belanky a k Partizánskemu do doliny Nitry. Na severe radišský zlom smerne nadväzuje na zlomové pásmo, ktoré tektonicky utína západný okraj kryštallického masívu Suchého. Prejavuje sa sústavou mylonitových zón v juhozápadnom cípe kryštalinika Suchého a zostrmeným sklonom členov krížňanského príkrovu i utínaním jeho štruktúr (obr. 5). Zrejme ide o fenomén hlbšieho založenia. Viac-menej paralelne s radišským zlomom, východnejšie od neho, spôsobuje lokálny zlom morfológicky výrazný odskok sz. okraja kryštalinika Suchého. Zo západu usekáva synklinálu Trhanie vyplnenú mezozoikom malomagurskej jednotky.

V smernom pokračovaní sústavy radišského zlomu na sever je výrazná sigmoida Čierneho vrchu v bazálnej časti krížňanského príkrovu, hlavne v odnožnom belianskom príkrove. Ďalej na sever je nápadný severojužný kopecký zlom s výrazným uťatím tektonického okna neokómu krížňanského príkrovu pri obci Kopec (obr. 2).

Viac-menej paralelne s kopeckým zlomom prebieha zlom pri západnom svahu vápencových komplexov Slezajní. Spôsobuje ich menší pokles v pomere k podložným vrchnotriasovým dolomitom.

c) *Diviacký zlom* (M. MAHEL 1961) sleduje približne tok Nitrice na úseku Klin—Vrbany. Obmedzuje z východu rudniansky výbežok Hornonitrianskej kotliny, zo západu usekáva viaceré štruktúry i členy chočského i krížňanského príkrovu. Je príkladom lomeného zlomu s výraznými odstupmi spôsobenými zlomami smeru SZ—JV. Pri Nitrianskom Rudne diviacký zlom je preťatý okrajovým zlomom

závadským, ktorý spôsobuje jeho odskok asi 2 km k východu; pri Nitrianskych Sučanoch priečny zlom lokálneho charakteru zapríčiňuje rovnaký odskok asi 1—2 km (obr. 4).

V severnom úseku presekáva diviacky zlom kryštalinikum; vytvára rozhranie medzi kryštalinikom Suchého a Malej Magury. Sprevádza ho pásmo mylonitov. Severnejšie, na spojnici dedín Temeš—Čavoj—osada Biela Voda—Gápeľ, obstaráva diviacky zlom styk jednotlivých členov kryštalinika, postupne s celou sériou členov malomagurskej jednotky; pri Bielej Vode utína dolomity krížňanského príkrovu, severnejšie alb a spodnotriasové kremence obalovej jednotky; pri Gápli opäť dolomity na báze krížňanského príkrovu a podložný alb malomagurskej jednotky. Pozoruhodné je, že na tomto zlome dochádza k odsekutiu východného úseku malomagurskej jednotky. Jej pokračovanie na západ od Gápľa k Čiernej Lehote zaznamenáva odskok približne 4,5 km k severu, vysunutie západnej kryhy. Ide zrejme o laterálny posun (obr. 4).

Pozoruhodné je napájanie severojužného systému zlomov na zlomy smeru SSZ—JJV, čiže nábeh k prechodu diviackeho zlomu k severu do poloblúka. V pokračovaní diviackeho zlomu na sever možno však zaznamenať i celý rad zlomov severojužného smeru, najmä v oblasti Čičmian.

V smernom pokračovaní diviackeho zlomu sa severojužné zlomy prejavujú napr.:

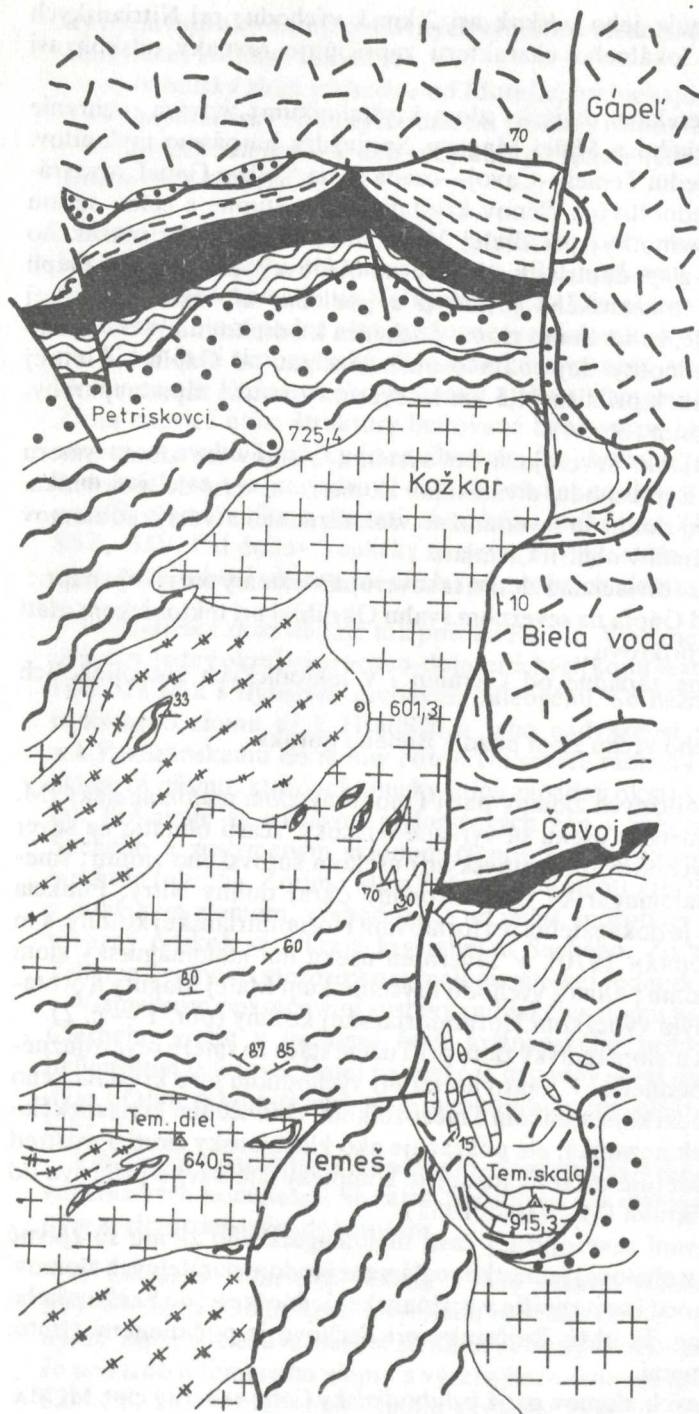
- v doline severne od Gápľa na severnom svahu Okrúhlej pri tektonickom utatí okna albu krížňanského príkrovu;
- v Hanušovej doline západne od Čičmian i v tektonických komplikáciách chočského príkrovu;
- západne od Čierneho vrchu zlom pozdĺž Bieleho potoka.

d) Ku kategórii severojužných zlomov patrí i mohutný zlom malomagurský (M. MAHEL 1961). V jeho južnom úseku sú výrazné odsokky, sčasti ohnutie na sever SSZ—JJV spôsobené východným (opatovským) úsekom šutovského zlomu; smerom k juhu sleduje malomagurský zlom západný okraj doliny Nitry. Funkcia malomagurského zlomu je dokázateľná pri formovaní Hornonitrianskej kotliny, a to už v burdigale (M. BRODŇAN 1970). V severnom úseku má malomagurský zlom charakter okrajového zlomu; utína z východu kryštalinikum Malej Magury a obstaráva jeho styk so severným výbežkom Hornonitrianskej kotliny (obr. 1 — č. 2).

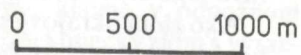
Ako zlom okrajový sa malomagurský zlom pri Tužine stáča zo smeru severojužného do smeru severovýchodného. V tomto úseku pri východnom cípe kryštalickeho jadra sleduje hranicu medzi kryštalinikom a mezozoikom. Ukončením kryštalickeho jadra Malej Magury však nezaničí, ale pokračuje ako kľačiansky zlom uprostred mezozoických más a oddeľuje od seba južnejšie komplexy chočského príkrovu od členov krížňanského príkrovu (M. MAHEL 1961).

V smernom pokračovaní severojužnej časti malomagurského zlomu sú zjavné poruchy predovšetkým v obalovej jednotke rozlámanej radom paralelných zlomov. Ich priebeh možno sledovať i severnejšie v krížňanskej jednotke až do Fačkovského sedla. Je pravdepodobné, že ohyb Rajčianky pri Fačkove je podmienený týmito, resp. sprievodnými zlomami.

K skupine severojužných zlomov patrí i *dubodielsky* (jeho severný cíp; M. MA-



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



HEL 1963, 1067), ktorý obstaráva styk východného okraja kryštalického jadra Inovca s neogénom Bánovskej kotliny.

Severojiužné zlomy sa zrejme zúčastnili ako významný faktor v morfoštruktúrnom formovaní hlavne južnej časti Strážovských vrchov.

V strednej a severnej, resp. severozápadnej časti pohoria sú zlomy severojiužného smeru zriedkavé. Viac-menej dopĺňajú sústavu zlomov sz.-jv. K takým patria zlomy pri južnom okraji čičmianskej depresie i južne od nej, južne od Dolnej Poruby na severnom okraji vápencovej kryhy Baske i v jej východnom úseku;

*Zlom machnáčsky* — pozdĺž doliny Machnáč; v jeho severnom predĺžení je zlom presekávajúci dolinu Tepličky pri Baračke v Trenčianskych Tepliciach; celá sústava zlomov, ktorá presekáva Bradlo Butkov.

Porušenie malomagurského a diviackeho zlomu zlomami priečnymi sv.-jv. smeru poukazuje na ich skoršie založenie. Z rozloženia neogénu vyplýva ich funkcia už v spodnom miocéne (malomagurský, timoradzský). Značný, niekoľkokilometrový posun, zjavný na diviackom zlome, ale i na timoradzskom, vzťahenosť mezozoika pri radišskom zlome, výrazná sigmoida Čierneho vrchu v jeho smernom pokračovaní, to všetko naznačuje na funkciu týchto zlomov už pri dotváraní štruktúrneho plánu neskoroalpínskeho).

Severojiužné zlomy hrajú v podstate rovnakú úlohu v stavbe Strážovských vrchov ako zlomy smeru SZ—JV. Nie sú síce hojné, ale sú výrazné a význačne sa podieľajú pri vklínení tretohorných kotlín (Bánovskej a severovýchodnej časti Hornonitrianskej) do pohoria a pri rozčlenení kryštalického jadra na dva celky, Suchý a Malú Maguru, teda v prvom rade pri morfoštruktúrnom formovaní pohoria a pri zdvihy spodnej stavby.

Na viacerých miestach presekávajú severojiužné zlomy všetky ostatné zlomové systémy. Zrejme najvýraznejšie sa uplatnili v posledných štádiách morfoštruktúrneho dotvárania Strážovských vrchov i priliehajúcich kotlín, a to zastiera často ich staré založenie. Severojiužné zlomy sú síce nie hojným, ale sprievodným, doplnkovým elementom hlavného diagonálneho páru disjunktívnych porúch Strážovských vrchov. Iste nie náhodou sa uplatnili vo vnútornej časti pohoria, kde sú zriedkavejšie smerné prešmyky, ale i menej početné priečne zlomy smeru SZ—JV. Nápadná je i zmena smeru v ich severnej časti, napájanie na systém sz.-jv. (nápadne pri timoradzskom a diviackom zlome). Nesúvisí to azda s rotáciou pri formovaní západokarpatského oblúka?

V priestoroch, kde bolo urobené podrobné geologické mapovanie, opreté hlavne o jemnú biostratigrafiu, ukazuje sa väčší počet priečných zlomov smeru SZ—JV a S—J.

←

Obr. 4 Geologická mapka Čavoja; znázorňuje posun pozdĺž diviackeho zlomu

1 — krížňanský príkrov: dolomity; 2—8 — obalová „malomagurská“ jednotka: 2 — alb: slieňovce a pieskovce; 3 — doger—malm: ílovité a slienité bridlice, piesčito-krinoidové vápence, silicity; 4 — stredný — vrchný lias: slieňovce, škvrnité vápence, tmavé bridlice; 5 — stredný, sčasti vrchný trias: dolomity; 6 — stredný trias: tmavé vápence; 7 — spodný trias: pestré bridlice, piesčité bridlice; 8 — spodný trias: kremence; 9—12 — kryštalinikum: 9 — leukokrátne granity, granodiority; 10 — biotiticko-oligoklasové granodiority až kremité diority; 11 — migmatity arterické, miestami očkáté; 12 — kremité biotitické pararuly.

Ako príklad môže slúžiť čelová časť krížňanského príkrovu južne od Butkova (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980). Množstvo menších porúch rovnobežných s hlavnými vytvára mozaiku kryh a porušuje priebeh čelových štruktúr krížňanského príkrovu, ale i butkovskej čelovej vrásky manínskeho príkrovu.

### Zlomy smeru západ—východ a s nimi zblížené

Sú ojedinelé v Strážovských vrchoch a majú až na výnimky len lokálny význam. Výraznejší je zlom kubrický, podmachnáčsky a slatinský (obr. 3).

a) *Kubrický zlom* je zjavnejší na južnom svahu Jánovho vrchu — z rozloženia lunszkých vrstiev chočského príkrovu.

b) *Podmachnáčsky zlom*, sčasti zsz.-vjv. smeru prebieha v úseku Veľké Lúky — severne od hrebeňa Bukovina — južne od Podmachnáča — severne od Petrovej Lehoty až po hornej cesty Opatovskej doliny. Usekáva pod ostrým uhlom priebeh štruktúr jednotlivých príkrovov.

c) *Slatinský zlom* — pozdĺž doliny Bebravy v úseku Slatinka—Slatina a ďalšej pozdĺž Trebichavského potoka, sleduje smer ZSZ—JVV. Spreádzajú ho výstupy tektonických okien neokómu a albu pri Slatine a Slatinke.

d) Kosý charakter, a to i k priebehu paleoalpínskych i neskoroalpínskych plikatívnych štruktúr, majú zlomy smeru ZJZ—VSV v niektorých úsekoch Z—V, južne od Čiernej Lehoty. Severnejší z nich:

— *zlom Janovca*, je viac-menej v smernom pokračovaní severného okraja ukončeného kryštalického jadra Suchého. Prebieha severne od kóty 415,6 — pozdĺž severnej päty Janovca smerom k Šipkovu. Na ňom končí súvislý pruh belianskej jednotky z južnej strany ostro utína priebeh jednotlivých členov chočského príkrovu. Južnejší:

— *zlom Kamenných vrát* je zjavný severne od kóty 738,0, severne od Kamenných vrát, kde sa prejavuje oskokom v priebehu západného okraja kryštalinika Suchého. S jeho priebehom spájame ponor pruhu gutensteinských vápencov i ohyb v priebehu ďalších členov krížňanského príkrovu až po južné svahy Tlstej hory.

### Smerné zdvihy a poklesy

Popri smerných prešmykoch, ktoré sú posledným štádiom utvárania neskoroalpínskych, prevažne laramských plikatívnych štruktúr, osobitnú úlohu zohrávajú smerné zdvihy a smerné poklesy.

Dva typy smerných zdvihov sú mimoriadne významné v Strážovských vrchoch.

a) *Smerné zdvihy* — *prešmyky až násuny geneticky späté s násunom okraja centrálnych Karpát* na vonkajšie Karpaty. Geneticky súvisia so zdvihom čelovej časti príkrovov, hlavne manínskeho príkrovu. Známý je prešmyk šupiny manínskeho príkrovu na členy chočského príkrovu pri Kolačine (M. MAHEL 1978).

Viacere smerné prešmyky sú uprostred chočského a krížňanského príkrovu a prejavujú sa v zostrnení prešmykovej plochy príkrovov.

Smerné prešmyky lokálneho významu vystupujú i v rade iných miest. Takým je i šipkovský prešmyk pozdĺž doliny Bebravy pri Šipkove, ktorý rozsekáva štruktúry chočského príkrovu (obr. 1 — č. 3).

Častejší styk bazálnych častí chočského príkrovu s vrchnými členmi krížňanského je strmý; presunová plocha je porušená zdvihom členov krížňanskej jednotky (napr. v Kubranskej doline, ale i na severnom svahu Žihľavníka južne od Omšenia; pri Košeckom Rovnom a pod.).

S analogickým zostrnením stykovej plochy neskoropaleogénnou kompresiou sprevádzanou menšími prešmykmi so zdvihmi, ale i sprievodnými poklesmi sa stretávame i uprostred krížňanského príkrovu, napr. medzi keuprom a dolomitmi v prevrátenom krídle digitácie čičermanskej, západne od Tužinskej doliny.

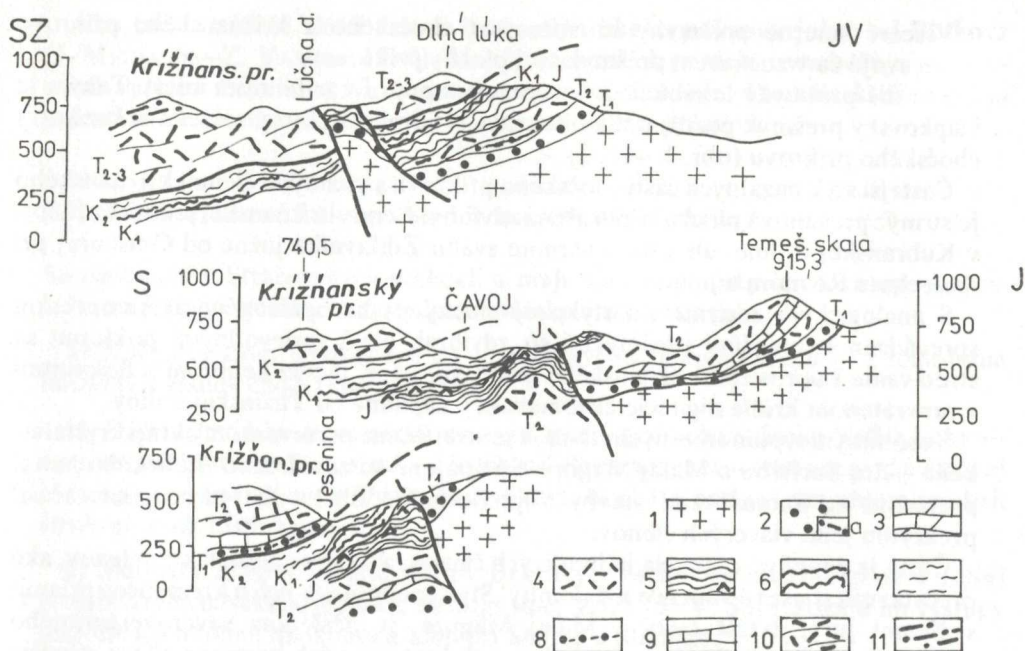
S osobitným typom smerných zdvihov sa stretávame pri severnom okraji kryštalického jadra Suchého a Malej Magury. Sú spojené so zdvihom kryštalického jadra, prejavujú sa anomaliami stavby doprovodného obalového mezozoika; štáti prekrytím jeho viacerých členov.

Častá je zdanlivá redukcia jednotlivých členov, a to i mocnejších komplexov, aké predstavujú triasové vápence a dolomity. Styk spodotriasových kremencov priamo s členmi jury, zvlášť častý v Malej Magure, je dôsledkom severovergentného prešmyku kryštalického jadra s obalom spodotriasových kremencov cez mladšie členy malomagurskej jednotky (obr. 5), ktoré zakrývajú vápencovo-dolomitické komplexy triasu.

Na existenciu severovergentného prešmyku poukazujú i sklony jury k JV pod spodotriasové kremence (južne od Gápľa), (obr. 5a), prípadne pod masy triasových dolomitov a vápencov (východne od Čavoja), (obr. 5b); triasu a jury (pod kryštalikum pri západnom cípe Suchého). Klenbovitá stavba mladších členov malomagurskej jednotky pri Čavoji, a tým i ich značný priestorový rozsah, je dôsledkom kompresnej tektoniky spojenej so zdvihom severného okraja kryštalického jadra.

Zložitejšie, ale i výraznejšie sú smerné tektonické deformácie pri severnom okraji východného cípu kryštalického jadra Malej Magury, v Lúčnej doline (smer VJV—ZJZ). Na jej križovatke s Tužinskou dolinou (smer SZ—JV) vďaka strmému zdvihu tektonického okna kryštalinika v sprievode spodotriasových kremencov sa priamo stýka s dolomitmi krížňanského príkrovu. Sklony spodotriasových kremencov i dolomitov dosahujú až 70—80° k SZ. Smerom k SZ sa zdvih zmierňuje; tektonický styk s dolomitmi krížňanského príkrovu obstarávajú rôzne členy obalovej jednotky a v hornej časti Lúčnej doliny dokonca člen najmladší, alb. Dôležitejšie však je, že zdvih sprevádza z južnej strany rozsiahly pokles triasových členov krížňanského príkrovu (dolomity, keuper, réť) štruktúrne včlenených medzi dva pruhy obalovej jednotky. Zdvih je tu kompenzovaný smerným poklesom. Genetická nadväznosť týchto dvoch pohybov je evidentná z prepojenia dolomitových más krížňanského príkrovu rozložených severne a južne od zdvihu (obr. 5).

b) *Smerné poklesy pri juhovýchodnom okraji pohoria.* Osobitnú skupinu zlomov predstavujú zlomy — poklesy smeru SV—JZ v okrajových častiach Strážovských



Obr. 5 Geologické profily pri severnom okraji kryštallického jadra Suchého a Malej Magury; M. MAHEJ 1981

1 — kryštalinikum; 2—7 obalová malomagurská jednotka: 2 — spodný trias: kremence, a) werfénske bridlice; 3 — anis: gutensteinské vápence; 4 — ladin — karn: dolomity; 5 — jura — prevažne tmavé slienité vápence sčasti krinoidové a rohovcové; 6 — neokóm: doskovité vápence s rohovcami; 7 — alb: bridlice, pieskovce; 8—11 — križňanský príkrov: 8 — spodný trias: kremence; 9 — anis: gutensteinské vápence; 10 — stredný — vrchný trias: dolomity; 11 — vrchný trias: karpatský keuper.

vrchov a v priľahlých neogénnych kotlinách. Zohrali dominantnú úlohu pri utváraní neogénnych kotlin (obr. 1 — č. 3).

Zlomy sv.-jz. smeru sa výrazne uplatňujú v severnej časti Bánovskej kotliny, v trojuholníku zovretom zlomom jastrabianskym a timoradzským (preverené vrtni E. BRESTENSKÁ 1980).

Sedimenty spodného miocénu pozdĺž nich postupne klesajú k východu, v západnom cípe vystupuje na mezozoiku transgresívny egenburg, pri východnom okraji karpát. Výška skoku týchto zlomov spravidla nepresahuje 200—300 m.

V Hornonitrianskej kotline sú zlomy sv.-jz. smeru hlavnými štruktúrnymi elementmi, a to tak v jej okrajovej časti, priliehajúcej k Strážovským vrchom vo vyzdvihnutej bojnickej kryhe, ako i vo vlastnej kotline. Rozsekávajú kotlinu na celý rad pozdĺžnych krých, vzdialených od seba len 50—300 m. Zlomy majú úklony k SZ 30—60° a najčastejšia výška skokov je 200—300 m, miestami až 700 m. Zvlášť aktívne boli po uložení uhoľných slojov, hlavne v čase ukladania nadložných ílov (V. ČECHOVIČ 1959; M. BRODŇAN 1970). Zohrali zrejme dôležitú úlohu i pri andezitových erupciách. Narastajúca hrúbka paleogénu bojnickej kryhy smerom do



panvy (P. GROSS et al. 1970) však naznačuje funkciu tohto systému zlomov už v paleogéne. Smerom na sever od Hornonitrianskej kotliny sa zlomy sv.-jz. smeru stáčajú do smeru S—J až SZ, majú nábeh k poloblúku.

Do tejto kategórie smerovo patrí opísaný pokles zo svahu v Lúčnej doline, geneticky zviazaný so zdvihom. Predstavuje azda, rovnako ako kľačiansky zlom na rozhraní kryštallického masívu Malej Magury a mezozoických komplexov Žiaru, staršie štádium smerných poklesov, lokálnych, priestorovo viazaných na bezprostredné susedstvo lokálnych zdvihov. Mladší pokles väčších celkov, kotlín, je reakciou na zdvih celých blokov jadrových pohorí.

Do opisovanej skupiny patria i zlomy smeru VSV—ZJZ, ktoré podmienili morfoštruktúrne odčlenenie skupiny Drieňovho vrchu od stavbou analogickej skupiny Rokoša.

c) *Smerné poklesy pri západnom okraji pohoria.* I severozápadný okraj Strážovských vrchov obmedzujú kotliny Ilavská a sčasti Trenčianska, orientované pozdĺž zlomov — poklesov smeru SV—JZ. Sarmatsko-paleocénna výplň Ilavskej kotliny napovedá o veľmi mladom veku týchto zlomov. Výskyty spodného miocénu pri Trenčíne, ale i zvyšky kri Košeci, naznačujú už staršie založenie zlomov.

V Trenčianskej kotline je nápadná značná hrúbka naznačovaná výsledkami geofyzikálnych prác (L. ZBORIL et al. 1981), čo poukazuje na mobilitu podkladu pribradlovej zóny na križovatke s jastrabianskym hlbinným zlomom.

Významnú úlohu pri morfoštruktúrnem utváraní Strážovských vrchov i priľahlých oblastí, zohrali zrejme zlomy sv.-jz. a s nimi zblížené a prejavili sa i v okrajových znížených častiach pohoria.

### **Širší význam neskoroalpínskej tektoniky**

Poznatky o značnom rozsahu neskoroalpínskej tektoniky v stavbe Strážovských vrchov majú celokarpatský význam, a to vo viacerých smeroch.

a) Neskoroalpínske vrásové štruktúry, pomerne hojné nielen v pribradlovej zóne, ale i v južnej (juhovýchodnej) časti Strážovských vrchov, poukazujú na prítomnosť takýchto štruktúr aj v iných jadrových pohoriach. Analogické štruktúry sú známe z Juhoslovenského krasu i zo severogemeridnej synklinály zo Stratenských vrchov (M. MAHEL 1957). V oboch týchto pohoriach majú antiklinály a synklinály priebežný charakter a sú navzájom oddelené prešmykmi, hlavne juhovergentnými prešmykmi, pri severnom okraji synklinórií severovergentnými. Zvrásnenie presunových plôch príkrovov a ich porušenie smernými prešmykmi a následnými poklesmi je zjavné i v hrnskom synklinóriu. Neskoroalpínska tektonika je známa z Malých Karpát, kde sú zvlášť výrazné viaceré juhovergentné prešmyky, ale zrejme zohrala dôležitú úlohu i v ostatných jadrových pohoriach, hlavne vo Veľkej Fatre. Vo väčšine jadrových pohorí však jej výraznejšie prejavy maskujú zdvihy rozsiahlejších kryštallických jadier. Slabé zvrásnenie centrálnokarpatského paleogénu a naložený charakter paleogénných kotlín na neskoroalpínske vrásové štruktúry, hlavne na synklinály, poukazuje na predvrchnolutétsky vek hlavných kompresných procesov, tvorcov vrásovej tektoniky. V Slovenskom krase i v Stratenskej hornatine sú preukázateľne prešmyky cez vrchnú kriedu.

Neskoroalpínske štruktúry sú najhojnejšie v zónach poklesových, často prekrytých naloženými paleogénnymi, resp. neogénnymi kotlinami. Menej časté, zväčša oderodované, sú v oblastiach vyzdvihnutých krýh podložia, v oblastiach s rozsiahlejšími kryštalickými jadrami.

Priebeh osi neskoroalpínskych vrásových štruktúr je len približne súbežný, obyčajne s menším (10—30°) odklonom od osi paleoalpínskych štruktúr.

b) Paleogénne kotliny nie sú všade naložené na neskoroalpínskych synformách.

Významný je poznatok zo Strážovských vrchov o rozložení úzkych antiklinál pri okrajoch, prípadne blízko okrajov kotlin. Častý transgresívny charakter paleogénu na tieto antiklinály je svedectvom ich vzniku pred vrchnolutétskou transgresiou. Tieto skutočnosti, i zjavne iný paleotektonický plán paleogénu — ako vrchnej kriedy, bližšie určujú vekové zaradenie vrásnenia. Je zrejme späté s laramskou, sčasti i ilýrskou fázou. V pribradlovej oblasti, kde i lutét je intenzívnejšie tektonicky postihnutý, vrásnenie zrejme pretrvávalo i počas fázy pyrenejskej. Jeho odrazom vo vnútornejších zónach boli vertikálne pohyby, ktoré usmerňovali formovanie vnútrokarpatských paleogénnych včasných depresíí. Viaceré staršie prešmyky neskôr nadobudli poklesový charakter.

c) Nielen neskoroalpínske vrásy, ale i sprievodné smerné prešmyky hrajú oveľa významnejšiu úlohu v stavbe, ako sa doteraz predpokladalo. Na ne nadväzujú mladšie smerné poklesy s častým uplatnením protichodného smeru vertikálneho pohybu susedných krýh. Typickým príkladom je Rajecká kotlina s najväčším poklesom pri zdvihu antiklinálnej hrasti Kozla. Význačnejšie zlomy, staršieho a hlbšieho založenia, prejavujú v rôznych úsekoch inú stránku svojej činnosti, po dĺžke menia svoj štruktúrny charakter. Pekným príkladom je muránska línia, neskoroalpínsky prešmyk, ale i mladší pokles.

d) Celokarpatský význam má zistenie smerných porúch pri vonkajšom okraji kryštalických jadier, ktoré prebiehajú často uprostred obalových jednotiek. Zdvihy severného okraja kryštalického jadra pozdĺž týchto zlomov boli síce menšie ako na okrajových zlomoch na južnej strane jadier, zohrali však výraznú úlohu pri zostrnení sklonov obalových jednotiek, pri formovaní morfoštruktúrneho plánu, ale i pri zložitosti stavby obalových jednotiek. Chýbanie viacerých členov v obalových sekvenciách, vysvetľované spravidla ako dôsledok tektonickej redukcie, má svoje príčiny často v prekrytí týchto členov prešmykmi. Preto bude potrebné prehodnotiť stavbu obalových jednotiek s osobitným zreteľom na rozloženie vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Sú v nich totiž azda najnápadnejšie rozdiely medzi pomerne veľkou hrúbkou v niektorých úsekoch a úplným chýbaním ich výstupov k povrchu v iných. Tektonická analýza v Strážovských vrchoch, ale i poznatky z Malých Karpát i strednej časti Považského Inovca nás presvedča, že tektonická redukcia členov obalových jednotiek je podstatne menšia ako sa predpokladalo.

Zdvihy, ktoré postihujú i severné okraje kryštalických jadier, sa prejavujú:

— v zostrnení sklonov obalových jednotiek a vytvorení protisklonov mezozoických členov

— v tektonických deformáciách obalového mezozoika

— v tektonickej redukcii niektorých jeho členov, hlavne však pešmykmi kryštalického jadra spodnejších členov obalového mezozoika cez vyššie členy mezozoika.

V niektorých jadrových pohoriach je značná časť obalovej jednotky prekrytá prešmykmi kryštalického jadra vrátane spodnejších členov mezozoického obalu.

e) Hojnosť priečných zlomov je tiež charakteristická prakticky pre celé centrálné a vnútorné Karpaty. Popri zlomoch viac-menej kolmých na priebeh štruktúr sú časté zlomy diagonálne. Tieto dva systémy na seba nadväzujú a navzájom sa často priestorovo zastupujú. Súvisí to azda s formovaním karpatského oblúka.

Viacere priečne zlomy, tak diagonálne, ako i ortogonálneho systému, sa uplatňujú už pri účinkoch kompresných pohybov (pri vytváraní posunov, priečných prešmykov, priečných brachyštruktúr) — teda pri dotváraní neskoropalpínskeho štruktúrneho plánu. Také zlomy majú zrejme hlbšie založenie.

Rovnako ako v Strážovských vrchoch sú morfológicky zvlášť zvýraznené zlomy smeru S—J. Uplatnili sa v najmladších vývinových štádiách, vykazujú však i prejav staršej kompresnej tektoniky, ich založenie je teda staršie. Sú teda príkladom dlhšie pretrvávajúcich zlomov s výraznejšími zmenami zmyslu a funkcie v priebehu času. Práve k tomuto typu patria také výrazné zlomy v karpatskej sústave, ako je revúcky zlomový systém, štítnický i hornátsky.

Poznatky zo Strážovských vrchov ukazujú, že i význačnejšie z priečných zlomov kolmých na smer vrásových štruktúr prejavujú znaky kompresie; sú staršie, vytvorené pri doznievaní neskoropalpínskeho vrásnenia. Spravidla sú zviazané s výrazným zdvihom. I porušenie systémom plytších mladších paralelných zlomov vytvára základ pre kaskádovitý štýl stavby.

f) Osobitnú skupinu priečných zlomov predstavujú také, ktoré sa síce významom uplatňujú na formovaní štruktúrneho i morfoštruktúrneho plánu, ale s výraznými odlišnosťami v susedných blokoch. Sú to zlomy so starým založením, zväzujúce karpatský systém s predpolím (jastrabiansky zlom). Značné odlišnosti stavby, ale i smerovej orientácie štruktúrnych prvkov v kryhách oddelených jastrabianskym zlomom (v Strážovských vrchoch a v Považskom Inovci) sú svedectvom samostatnosti pohybu susedných blokov pri formovaní karpatského oblúka (M. MAHEL 1974, 1975).

g) Nápadné je, že okrajové poklesy — hlavní predstavitelia morfoštruktúrneho plánu, sú často smerove zhodné s priebehom paleo-, resp. mezoalpínskych štruktúr. Poukazuje to na staršiu genetickú nadväznosť hlavných štruktúrnotvorných i morfoštruktúrnotvorných prvkov, s tým nepriamo i na staršie založenie základných elementov karpatského oblúka.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Bytča. Štátny geol. ústav, Bratislava.
- ANDRUSOV, D.—KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina 4361/2. Práce Štát. geol. ústavu, Bratislava, 1—196.
- BREŠŤANSKÁ, E. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny. Archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRODŇAN, M. 1970: Geologická stavba nováčkeho uhoľného ložiska. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—58.

- BUDAY, T.—DUDEK, A.—IBRMAJER, J. 1967: Správa o výsledcích geologické interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. Geofond, Praha.
- ČECHOVIČ, V. et al. 1959: Príspevok ku geológii handlovskej uhoľnej panvy, Geol. Práce, Zošit 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—171.
- FUSÁN, O. et al. 1980: Neotectonic blocks of the West Carpathians. Geodynamic investigations of Czechoslovakia, 187—192.
- GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1978: Nové nálezy eggenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina). Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 89—92.
- GROSS, P.—FRANKO, O.—SAMUEL, O. 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—34.
- JANKÚ, J.—POSPÍŠIL, L.—VASS, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). Mineralia slov. 16, 2, Alfa, Bratislava, 121—137.
- MAHEL, M. 1946: Geológia strednej časti Strážovských vrchov. Práce Štát. geol. Úst. 14, Bratislava, 1—116.
- MAHEL, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. Geol. Práce, Zošit 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—78.
- MAHEL, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zošit 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—200.
- MAHEL, M. 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—70.
- MAHEL, M. 1969: Zlomky a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—30.
- MAHEL, M. 1969: Faults and their rôle in the Mesozoic of the Inner Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath. 20, 1, Bratislava, 11—30.
- MAHEL, M. 1974: The Inner West Carpathians, in Tectonics of Carpathian Balcan regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—133.
- MAHEL, M. 1975: Razlomnaja tektonika Zapadnych Karpat. Proceedings of the XX<sup>th</sup> Congress CBGA, Sec. III, Tectonic, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Mineralia slov., 10, Bratislava, 289—309.
- MAHEL, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Žilina, Geofond, Bratislava, 1—272.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geológia ČSSR, II. Západní Karpaty 1. Vydav. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—486.
- MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine: In: Vážnejšie problémy... Zborn. mat. sem. sympoz. konf. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1975: K problémom existencie pester vrchnej kriedy „couches-rouges“ v manínskom príkrove. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—214.
- ŠALAGA, I.—BORZA, K.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O.—SNOPKOVÁ, P., 1976: Hydrogeologické vrty v Rajeckej a Súľovskej oblasti. Reg. Geol. Záp. Karpát, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—85.
- ZBOŘIL, L. et al. 1981: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Trenčianska depresia. Etapová správa. Geofond, Bratislava.

Poznámka:

Na kozmických snímkach sa výrazne prejavuje zlomové pásmo smeru SZJ—VSV na spojnici Šaštín — Ružomberok. V rozsiahlom úseku presekáva naprieč Strážovské vrchy. J. JANKÚ — L. POSPÍŠIL — D. VASS (1984) vysvetľujú ho ako prejav horizontálneho posunu, pozdĺž ktorého Malá Fatra je posunutá až 40 km k východu. Lenže v Strážovských vrchoch ani u jednej tektonickej jednotky nevidieť rozstrihnutie a tektonické useknutie štruktúr. Pozorovateľné posuny majú rozmery okolo sto metrov. Zrejme ide o odraz hlbšieho fenoménu výraznejšieho pri okraji zdvihnutých kryh kryštalinika.

## Late Alpine tectonics of the Strážovské vrchy mts. and its wider significance

### Summary

#### Conjunctive structures and upthrusts

In the Strážovské vrchy mts. the Late Alpine folding and subsequent formation of upthrusts is manifested more distinctly than in other mountains. The course of folds and longitudinal upthrusts continues to the adjacent Súľovské vrchy mts., Malá Magura and Žiar (Fig. 1 — 1). The Považský Inovec also in the Late Alpine structural plan is part of other block than the Strážovské vrchy mts.

A central position in distribution of the Late Alpine folded structures in the Strážovské vrchy mts. takes up the Vápenica anticline (M. MAHEĽ 1961; Fig. 1 — 1). This continues in strike through the tectonic inliers of Biely potok — below-ridge part of the Hrubá Kačka—Rajčianka valley (west of Fačkov) — tectonic inlier of the Durčiná unit — anticlinal horst of Kozel in the Malá Fatra. Toward southwest the Vápenica anticline has its continuation in the anticlinal zone of Jamy to the tectonic inlier of Slatinka.

From the north parallelly with the described anticlinal strip a distinct, in places wide syncline is running (Fig. 1 — 2), represented from north to southwest by the: Rajecká kotlina depression — syncline of Sádecký vrch and Hrubá Kačka with thick complexes of the Strážov nappe — wide syncline with preserved remnants of the Paleogene near Mojtiň, Čierny vrch — Slezajny with overlies of the Strážov nappe to the southeast (and Baske syncline).

From the southern side of the central anticlinal zone also a synclinal zone is running (Fig. 1 — 3), represented by: a graben stretched from the inner side of the anticlinal horst of Kozel — Tiesňavy syncline in the Rajčianka valley — outlier of Strážov — Zliechov depression — Ostrica syncline.

The most distinct course of the Late Alpine — here perhaps even of Late Paleogene folded structures accompanied by strike faults, mainly by upthrusts, is in the Periklippen zone of the Strážovské vrchy mts. and Súľovské vrchy mts. Here are running: the anticline of Skalky — the tectonic inlier of the second Štúr's Gate (with digitated younger members of the Čierny Váh unit) — Kopec tectonic inlier — the anticlinal zone of Štefanec — Omšenie anticline — tectonic inliers of the Križna and Manín nappes in the section Soblahov — Mníchova Lehota (Fig. 1 — 4), — the zone of the Brezová and Domaníža synclines with thick filling of the Periklippen Paleogene — synclinal zone of Malenica — Holazné — Markovica — Machnáč and Jánov vrch (Fig. 1 — 5).

More westerly of the described zone of synclines is the Súľov anticline — anticlinal strip of Stráne and Trudovac, tectonic inliers of members of the overturned flank of the Dubnica fold (in the Lieskovská dolina and Dubnická dolina valleys) and the anticlinal strip of the Manín nappe near Trenčianské Teplice (Fig. 1 — 6).

The northernmost Prečín syncline is connected with its axis in strike with the Norovica outliers of the Choč nappe and small outliers of this nappe near Kubrá and at the castle hill of Trenčín (Fig. 1 — 7).

In the southern half on the Strážovské vrchy mts. from the inner side of the syncline of the Tiesňava — Čierny vrch — Zliechov depression — Ostrica zone the course of the anticlinal strip (Fig. 1 — 8) is indicated by tectonic inliers of the Albian of the overturned limb of the Čičerman digitation in the Hanušova dolina valley and the inlier Cigánik in the Škripova dolina valley and anticline of the Trebichavská dolina valley.

The more southern Čičerman syncline is connected in strike with the Trhanie syncline with the folded in mantle Mesozoic in the northwestern part of the Suchý crystalline complex (Fig. 1 — 9).

Of analogous type is the Temeš syncline (M. MAHEĽ, 1948, 1961) with the folded in Malá Magura unit at the boundary of the Suchý and Malá Magura crystalline cores (Fig. 1 — 10).

Between both must described synclines is a wide anticlinal zone, represented by the central axial part of the Suchý crystalline complex but also by the "false" anticline of the Kohútová dolina valley, with the back fold of Rakytník (Fig. 1 — 11).

The Malá Magura anticlinal zone (Fig. 1 — 12) is the innermost structure. Its connection with the Malá

Fatra — Veľká Lúka megaanticline is indicated by inliers of the lower members of the Krížna nappe in the upper Lesná part of the (Frývaldská) dolina and Porubská dolina valleys.

Several of the described folded structures are longitudinal upthrusts divided into partial structures.

In the southwestern part of the Strážovské vrchy mts. are:

- the syncline of the Kňazin vrch (Fig. 1 — 14)
- anticline of Jaľša (Fig. 1 — 15)
- the Kšiná (Fig. 1 — 16) and Rokoše syncline (Fig. 1 — 17) separated by the narrow Sučany anticlinal zone (Fig. 1 — 18).

Several anticlines are accompanied by upthrusts, which affect most often the inner (southern or southeastern) limb. The course of the axes of Late Alpine folded structures and upthrusts is partly oblique to the Palealpine elements.

### Faults of the Strážovské vrchy mountains

Three systems of faults play a dominant rôle in the structure of the Strážovské vrchy mountains, of directions: NW—SE, N—S, NE—SW.

1. The system of faults of NW—SE direction is manifested most distinctly at the southern margins of the Suchý and Malá Magura crystalline cores, in the first case as the Závada fault, the second as the Šútov fault (M. MAHEL 1961). Both show in places marks of upthrusts to SE. Particularly significant is the Jastrabie fault of deep foundation, which separates blocks of different structure (M. MAHEL 1969), Paleo- and Mesalpine but with great importance in formation of the Neogene depression.

A whole series of faults parallel with the Jastrabie fault in the southwestern part of the Strážovské vrchy mts. already to Butkov proves the tectonic complicatedness, fracturing, of the southwestern part of the Strážovské vrchy mts. Especially at the southwestern end of the Strážovské vrchy mts. is a dense system of faults in NW—SE direction, of which the most distinct are: faults of the Sopkov kameň, system of Soblahov faults, fault of Starý háj, Peľovka fault with manifestation of shifting and compression, Kubrá and Opatová faults, Teplice fault, which is connected from the south with the Svitany, Ostrý vrch, Dubnická dolina, Lieskov, Prejta, Klobušice, Ilava, Poruba, Podhradie faults.

The described faults of NW—SE direction represent local faults. Their system is very dense, it is reflected in dense morphological dissection. It is also shown in geological dissection by blocks of orientation transversal to the course of tectonic units. In sunken blocks the Choč nappe is of larger extension, in uplifted occurring to the surface the lower tectonic units, mainly the Krížna nappe, also with the lower flank of the recumbent Dubnica fold.

At the western border of the Domaniža depression — is the Radotín fault zone, which follows partly the course of the Radotínka valley and Pružinka valley. The dolomite strip of Trudovač—Končiny Stráne cuts the western of the couple of the Prečín faults.

In the central part of the Strážovské vrchy mts. several of the transversal faults are turning into NNW—SSE direction. In this direction are also oriented the Škripová, Sláviková, Zliechovská, Jasenina dolina valleys. Faults, which we name according to these valleys, disturb the continuous sequence of members (strips) of the Malá Magura unit and mainly the Krížna nappe. They are prevailing of NNW—SSE direction, in some sections even to N—S.

At the southwestern end of the Strážovské vrchy mts. to more significant faults of NW—SE direction the Tužina and Gápeľ faults belong, which follows the geographic boundary of the Strážovské vrchy mts. and Malá Fatra. At the eastern margin of Rokoše are apparent mainly faults of WNW—ESE direction, thus with a certain deviation from the fundamental direction.

2. The main rôle of the transversal structural element in the southern part of the Strážovské vrchy mts. take up the north—southern faults; the Timoradza, Radiša, Diviaky and Malá Magura faults. These are faults of higher order, accompanied by a series of local faults. In places these faults of higher order show a character of upthrusts and lateral displacements (mainly the Diviaky fault at the northern margin of the crystalline core). These are obviously older faults, perhaps Paleogene, but distinctly manifested in the Late Neogene with formation of the morphostructural plan.

The north-southern faults were obviously taking part as an important factor in morphostructural formation mainly of the southern part of the Strážovské vrchy mts.

In the central and northern, or northwestern part of the mountains the faults of north-southern direction are rare. They complete more or less the system of faults NW—SE.

3. Faults of west — east direction and closely connected with them are sporadic in the Strážovské vrchy mts. and are, apart from exceptions, of local importance only. More distinct are the Kubrá and Podmachnáč, Slatina and Trebichava faults.

4. Faults of NE—SW direction parallel with the course of Paleozoic structures belong to three groups; genetically different also in age:

- upthrusts convergent with overthrust lines
- back longitudinal upthrusts
- normal faults.

a) Convergent upthrusts are parallel with the Mesozoic structures not only in the course but also in the direction of movement. They represent the uplifting component of Mesozoic contractions. Especially apparent they are in the frontal part of nappes mainly in the Manín nappe at the western end of the Strážovské vrchy mts.

These upthrusts obviously belong to the system of faults, which accompanies the deep-seated Peripieninic fault.

b) The back longitudinal upthrusts are most distinct in the north-western part of the Strážovské vrchy mts., at the margin of the Paleozoic depressions of the Periklippen zone. They are obviously Priabonian. Such are the upthrusts at the borders of the Paleozoic Prečín depression; the western, Trstín and eastern Počarová one we call the Záskaľie upthrust.

At the western border of the Domaníža depression at the contact of dolomite complexes of the Choč nappe with the Paleozoic is the Drieňová upthrust.

A back upthrust is obvious at the southern margin of the Butkov klippe.

A steep upthrust to the south, connected with uplifting of the Manín unit is also at the southern (or southeastern) boundary of a thick Liassic strip of the Manín nappe of Kňazov vrch mt. near Trenčianska Teplá, which is contiguous to several members of the Krížna nappe (Albian, Neocomian).

Amidst the Strážovské vrchy mts. are also distinct south-vergent upthrusts, parallel with the course of folded structures. Most distinct is the Rovné upthrust near Košecké Rovné and Zliechov, at which the Lower Neocomian of the overturned flank of the south-vergent overfold of Vápenica is contiguous to the Upper Albian to Lower Cenomanian (M. MAHEL 1979).

A distinct longitudinal upthrust follows the boundary of the Late Alpine syncline of Sádecký vrch and Fačkov anticline.

Several longitudinal upthrusts are amidst the Choč and Krížna nappes and are manifested in steepening of the upthrust plane of nappes.

A particular type of longitudinal fractures we meet at the northern margin of the crystalline core of Suchý and Malá Magura. They are connected with uplifting of the crystalline core and expressed by anomalies of the structure of the accompanying mantle Mesozoic partly by overlapping of several its members.

Often is a variable reduction of individual members, also of thicker complexes, as Triassic limestones and dolomites represent. The contact of Lower Triassic quartzites directly with Jurassic members, especially frequent in the Malá Magura, is a consequence of north-vergent upthrust of the crystalline core with the mantle of Lower Triassic quartzites through younger members of the Malá Magura unit (Fig. 5), which cover the Triassic limestone-dolomite complexes.

c) A particular group of faults represent the faults — normal faults of NE—SW direction in marginal parts of the Strážovské vrchy mts. and in the adjacent Neogene depressions. They are manifested distinctly in the northern part of the Bánovská kotlina depression, in the triangle enclosed by the Jastrabie and Timoradza faults (attested by boreholes, E. BRESTENSKÁ 1980). Along them the Lower Miocene sediments are gradually sinking to the east, at the western end the transgressive Eggenburgian, at the eastern margin the Karpatian occurs on the Mesozoic. The normal throw of these faults usually does not exceed 200—300 m.

The northwestern margin of the Strážovské vrchy mts. is also bordered by the Ilava and partly Trenčín depression, oriented along faults — normal faults of NE—SW direction. The Sarmatian-Pliocene filling of the Ilava depression indicates a very young age of these faults. Occurrences of the Lower Miocene near Trenčín but also remnants near Košeca indicate already an older foundation of faults.

## Wider significance of Late-Alpine tectonics

The knowledge about a considerable extent of the Late Alpine tectonics in structure of the Strážovské vrchy mts. is of throughout-Carpathian importance in several directions.

a) The Late Alpine-folded structures relatively abundant not only in the Periklippen zone but also in the southern (southeastern) part of the Strážovské vrchy mts. point to the presence of these structures also in other core mountains. Analogous structures are known from the South Slovak Karst (M. MAHEL et al. 1967), also from the North Gemeric syncline in the Stratenské vrchy mts. (M. MAHEL 1957). In both these mountains the anticlines and synclines are of running through character and are separated from one another by upthrusts, mainly southvergent upthrusts, at the northern margin of synclines by north-vergent. Folding of the thrust planes of nappes and their disturbing by longitudinal upthrusts and following normal faults is apparent also in the Hron synclinore. The Late Alpine tectonics is known from the Malé Karpaty Mts., where are particularly distinct several southvergent upthrusts, but obviously played an important rôle also in other core mountains, mainly in the Veľká Fatra. In the most core mountains, however, their more distinct manifestations are obscured by uplifts of more extensive crystalline cores. Weak folding of the Central Carpathian Paleogene and the superimposed character of the Paleogene depressions on the Late Alpine folded structures, mainly on synclines point to the pre-Upper Lutetian age of the main compressional processes, creators of folding tectonics. In the Slovak Karst and Stratenská hornatina mts. are demonstrable upthrusts through the Upper Cretaceous.

Important is the knowledge from the Strážovské vrchy mts. about distribution of narrow anticlines at the margins of near the margins of Paleogene depressions. The frequent transgressive character of the Paleogene on these anticlines is the evidence of their origin before the Upper Lutetian transgression. These facts and obviously a different paleotectonic plan of the Paleogene as well as Upper Cretaceous determine nearer ranging of the age of folding. It is obviously connected with the Laramide, partly also Illyrian phase. In the Periklippen region, where also the Lutetian is more intensively affected tectonically, the folding obviously persisted also during the Pyreneic phase. Its reflection in the more inner zones were vertical movements, which directed formation of the Inner Carpathian Paleogene early depressions. Several older upthrusts acquired later a sinking character.

Not only the Late Alpine folds, but also the accompanying longitudinal upthrusts play a much more important rôle in the structure than it has been supposed so far. Longitudinal normal faults with frequent manifestation of opposite direction of vertical movement of adjacent blocks, especially distinct at longitudinal post-Paleogene faults, are connected with them. A typical example is the Rajecká kotlina depression with the greatest normal fault near uplifting of the Kozel anticline horst.

The longitudinal character of young Neogene faults, which were manifested most distinctly in formation of the morphostructural plan including the inner depressions, testifies to a close genetic connection with the structural plan.

b) Of throughout-Carpathian significance is establishing of longitudinal dislocations at the outer margin of the crystalline cores; they are more often running amidst the mantle units. The uplifts of the northern margin of the crystalline core along these faults were less than at the marginal faults on the southern side of the cores, however, played a distinct rôle in steepening of the dips of the mantle units, also in formation of the morphostructural plan, but also in complexity of the structure of the mantle units. Lacking of several members in the mantle sequences, usually explained as a consequence of tectonic reduction, has its causes often in overlapping of these members with upthrusts. From this aspect it will be necessary to re-value the structure of the mantle units with particular regard to extension of Triassic limestone dolomitic complexes. In these are namely perhaps most conspicuous the differences between a relatively great thickness in some sections and complete missing of their occurrences at surface in other sections. The tectonic analysis in the Strážovské vrchy mts., but also knowledge from the Malé Karpaty Mts. and the central part of the Považský Inovec are convincing us that tectonic reduction of members of the mantle units is essentially less than it was supposed. Their inner structure is more complicated owing to the significant rôle of uplifts, accompanied by tectonic dislocations, mainly upthrusts.

c) The abundance of transversal faults is also characteristic of practically the whole Inner Carpathians. Besides faults more less perpendicular to the course of the structures more often are diagonal faults. These two systems are linked with each other and often substitute spatially.

Equally as in the Strážovské vrchy mts. particularly stressed in morphology are faults of N—S direction.



They were manifested in the youngest stages of development. They display, however, also manifestations of older compressional tectonics, their foundation is thus older. So they are an example of longer persisting faults with more distinct changes of the sense and function in the course of time. Just to this type belong the faults so distinct in the Carpathian system, as the Revúca, Štítňik and Hornád fault systems.

The knowledge from the Strážovské vrchy mts. shows that also more significant of the transversal faults display marks of compression; they are older, formed with fading out Late Alpine folding. Usually they are connected with a distinct uplift. This and disturbing by the system of shallower younger parallel faults form the foundation for the cascade-like style of the structure.

4. The different Late Alpine plan of structures in the Strážovské vrchy mts. and Považský Inovec points to the important rôle of the block structure in the West Carpathians.

Translation: Jozef Pevný

### Explanations of the Text-figures

Fig. 1 Tectonic sketch-map of Late Alpine structural elements

1 — Neogene; 2 — Central-Carpathian and Periklippen Paleogene; 3 — crystalline cores; 4 — klippen of the Pieniny zone; 5 — course of Late Alpine anticlines; 6 — axes of Late Alpine synclines; 7 — axes of crystalline cores; 8 — upthrusts; 9 — important faults.

Fig. 2 Geological map of the Zemianska Závada area illustrating tectonic affectedness of the frontal part of nappes

1 — Lutetian: flysch; 2 — Upper Paleocene — Lower Lutetian: conglomerates; 3—4 — Krížna nappe: 3 — Albian: marly shales, sandstones; 4. Neocomian: marly limestones; 5—9 — Choč nappe: 5 — Tithonian-Lower Neocomian: platy limestones; 6 — Malm: red nodular limestones; 7 — Liassic: crinoidal limestones; 8 — Rhaetian: organogenic limestones; 9 — Upper Triassic: dolomites; 10 — upthrusts.

Fig. 3 Tectonic sketch-map of faults of the Strážovské vrchy mountains

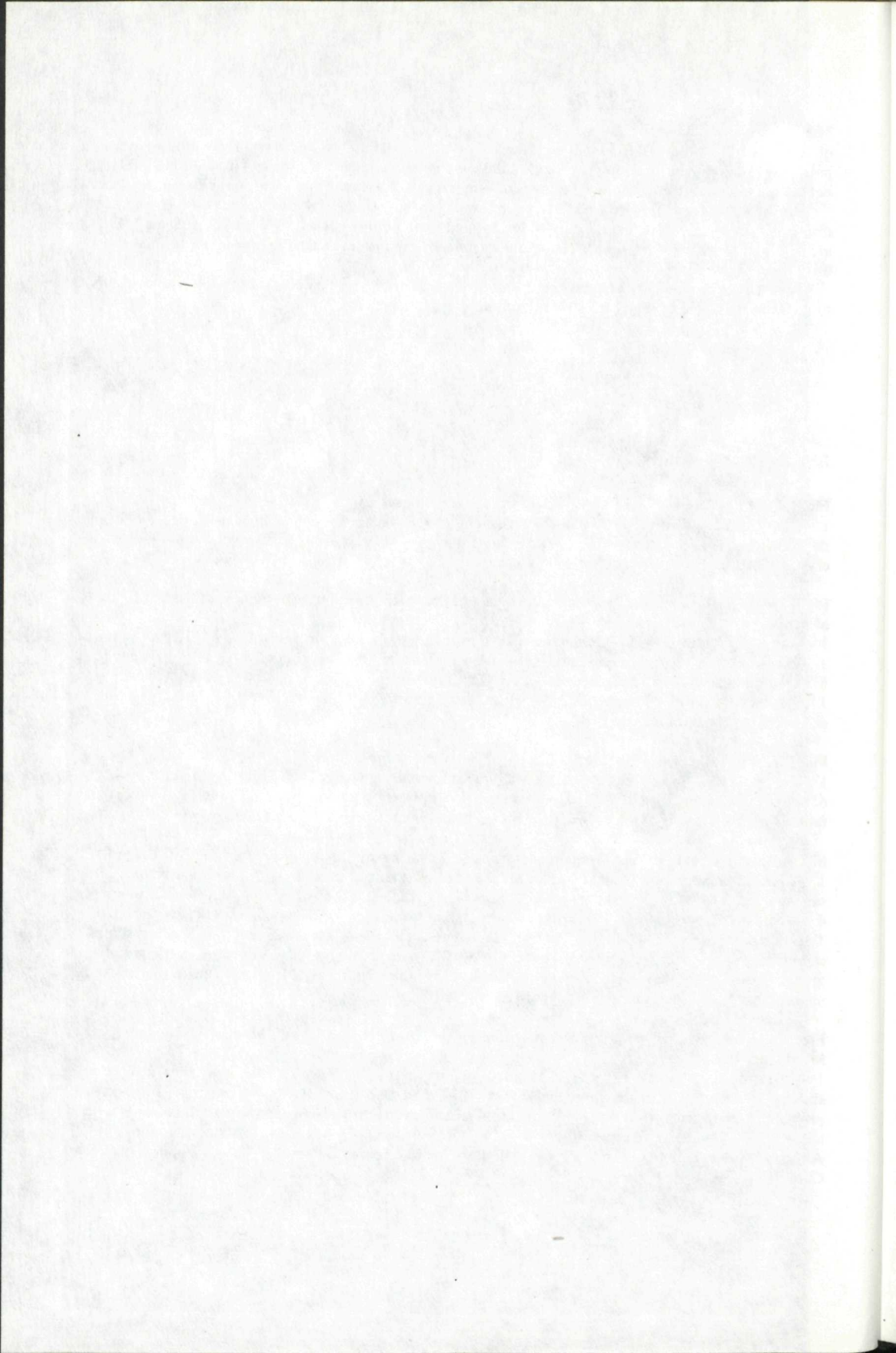
1 — Neogene; 2 — Paleogene; 3 — Malá Magura mantle unit; 4 — crystalline cores; 5 — overthrust lines of nappes; 6 — overthrust lines of partial nappes; 7 — upthrusts; 8 — deep-seated faults; 9 — important fault lines; 10 — faults of lower order; 11 — occurrences of hidden axes of anticlines.

Fig. 4 Geological map of the Čavoj area; illustrates the strike-slip fault character of the Diviaky fault

1 — Krížna nappe: dolomites; 2—8. „Malá Magura” mantle unit: 2 — Albian: marlstones and sandstones; 3 — Dogger-Malm: clayey and marly shales, sandy-crinoidal limestones, silicites; 4 — Middle-Upper Liassic: marlstones, spotted limestones, dark shales; 5. Middle, partly Upper Triassic: dolomites; 6 — Middle Triassic: dark limestones; 7 — Lower Triassic: variegated shales, sandy shales; 8 — Lower Triassic: quartzites; 9—12 — crystalline rocks: 9 — leucocratic granites, granodiorites; 10 — biotite-oligoklase granodiorites to quartz diorites; 11 — arteritic, in places eyed migmatites; 12 — quartz biotite paragneisses.

Fig. 5 Geological profiles at the northern margin of the Suchý and Malá Magura crystalline core; M. MAHEL 1981

1 — Crystalline rocks; 2—7 — „Malá Magura” mantle unit: 2 — Lower Triassic: quartzites, a) Werfen shales; 3 — Anisian: Gutenstein limestones; 4 — Ladinian-Carnian: dolomites; 5 — Jurassic — prevailingly dark marly limestones, partly crinoidal and cherty; 6 — Neocomian: platy limestones with cherts; 7 — Albian: shales, sandstones; 8—11 — Krížna nappe: 8 — Lower Triassic: quartzites; 9 — Anisian: Gutenstein limestones; 10 — Middle-Upper Triassic: dolomites; 11 — Upper Triassic: Carpathian Keuper.



Alfonz Bujnovský—Eduard Lukáčik

## Geológia sz. časti Nízkyh Tatier a príľahlej časti Veľkej Fatry

(2 obr., 1 mapa pod páskou, anglické resumé)

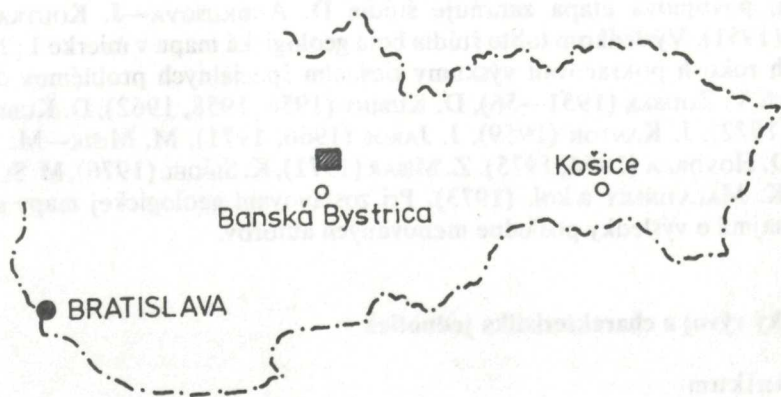
Abstrakt. In der geologischen Karte wurden lithostratigraphische und tektonische Einheiten erster Ordnung unterschieden: das Tatrikum, vertreten durch Kristallin und eine parautochtone mesozoische Hülle, die Donovaly-Sequenz und Šiprún-Sequenz. Das Fatrikum ist durch die Krížna-Decke mit stratigraphischer Reichweite Mitteltrias bis Mittelalb vertreten.

Das Hronikum ist im Kartengebiet durch die Choč-Decke vertreten. Der lithostratigraphische Inhalt der Choč-Decke ist von der Biely Váh-Sequenz mit stratigraphischer Reichweite Mittel- bis Obertrias gebildet.

### Úvod

Územie mapy je súčasťou vnútornej zóny Západných Karpát. V mysle členenia predpaleogénnych jednotiek vnútorných Západných Karpát (cf. D. ANDRUSOV—J. BYSTRICKÝ—O. FUSÁN 1973) sú vyčlenené na mape nasledovné lithostratigrafické a tektonické jednotky prvého rádu.

I. Tatrikum s tektonickou jednotkou druhého rádu, vnútornou ňumbierskou zónou, reprezentovanou kompetentným kryštalinikom a paraautochtónnym mezo-zoickým obalom donovalskou a šiprunskou sekvenciou.



RNDr. A. Bujnovský—RNDr. E. Lukáčik, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

II. Fatrikum („spodné subtatrikum“ cf. D. ANDRUSOV 1968) je zastúpené na mape veľkopriestorovou tektonickou jednotkou druhého rádu — krížňanským príkrovom presunutým na tatrikum. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu (M. MAHEL 1964, 1967) zodpovedá litostratigrafický obsah príkrovu „zliechovskej sérii“ so stratigrafickým rozsahom od stredného triasu po stredný alb. Uvedená skupina sa podľa M. MAHELA (1. c.) vyznačuje prevahou hlbokovodných facií jury a spodnej kriedy — rádioláriové vápence, rádiolárity, sliene a slienité vápence neokómu.

III. Hronikum („stredné subtatrikum“ cf. D. ANDRUSOV 1968) zastupuje na území mapy druhá veľkopriestorová jednotka nižšieho rádu — chočský píkrov. Tento rozsiahly príkrov sa nachádza v presunutej superpozícii nad chrbtovou časťou krížňanského príkrovu. Litostratigrafický obsah chočského príkrovu tvorí bielovážska sekvencia so stratigrafickým rozsahom stredný — vrchný trias.

### Prehľad geologických výskumov

Geologická mapa je súčasťou územia, ktoré sa považuje za relatívne dobre preskúmané. Prvé štúdie pochádzajú od VON FICHTLA (1791), A. ZIPSERA (1817), L. ZEJSNERA (1851), D. ŠTÚRA (1860, 1868), R. MEIERA (1868), a H. WOLFA (1867). Základná etapa novších výskumov na území listu sa uskutočnila v rokoch 1925—1938. Najprv A. MATĚJKA (1927), po ňom J. KOUTEK (1930), V. ZOUBEK (1936), J. JANÁČEK (1938) zmapovali širšie územie západnej časti Nízkych Tatier a východnej časti Veľkej Fatry do topografických podkladov 1 : 25 000.

A. MATĚJKA — (1927) v širšej oblasti vyčlenil:

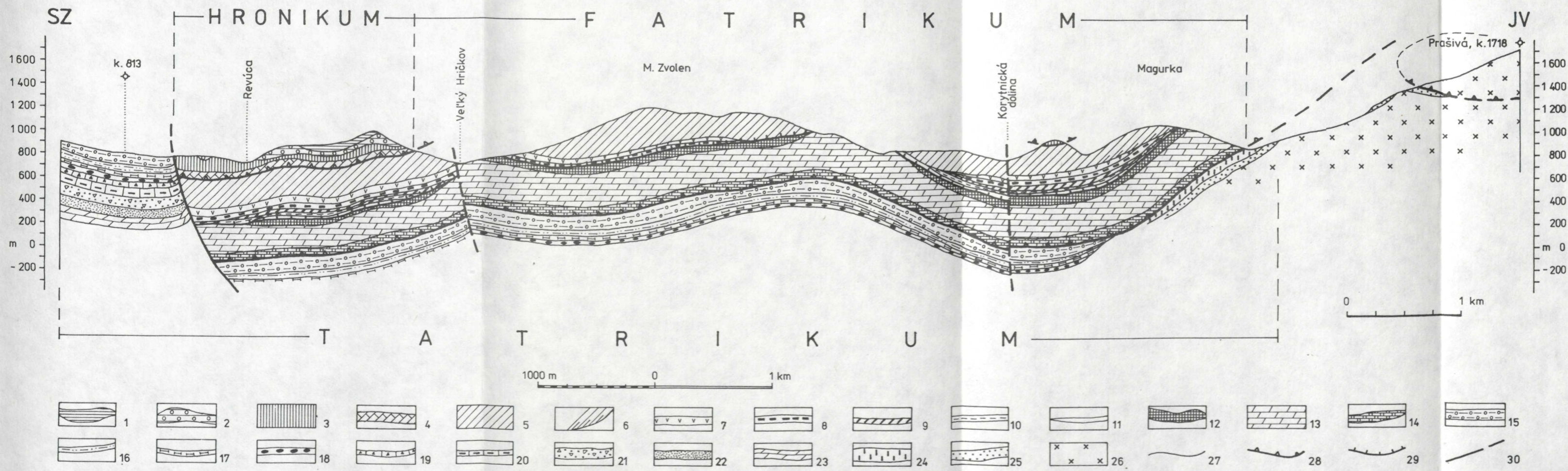
1. Kryštalinický masív Prašivej a k nemu patriace mezozoické sedimenty.
2. Donovalskú sériu.
3. „Subtatranské príkrovy“ vo vzájomnej superpozícii a) spodný, b) stredný, c) vrchný.

Novšia, povojnová etapa zahrňuje štúdie D. ANDRUSOVA—J. KOUTKA a V. ZOUBKA (1951). Výsledkom tohto štúdia bola geologická mapa v mierke 1 : 25.000. V ďalších rokoch pokračovali výskumy riešením špeciálnych problémov daného územia, cf. V. ZOUBEK (1951—56), D. KUBINY (1956, 1958, 1962), D. KUBINY—J. PASTOR (1972), J. KANTOR (1959), J. JAROS (1966, 1971), M. MIŠÍK—M. RAKÚS (1964), D. HOVORKA (1974, 1975), Z. MÍŠAR (1971), K. SIEGEL (1976), M. SLAVKAY (1971), K. MALATINSKÝ a kol. (1973). Pri zostavovaní geologickej mapy sme sa opierali najmä o výsledky posledne menovaných autorov.

### Geologický vývoj a charakteristika jednotiek

#### Kryštalinikum

je v rámci predkladanej mapy zastúpené prevažne intruzívnymi faciami reprezentovanými granitoidmi prašivského typu a podradne kryštalicími bridlicami. Grani-



**Geologický profil sz. časti Nízkyh Tatier a východnej časti Veľkej Fatry**

**MEZOZOIKUM:** chočský príkrov (bielovážska sekvencia) 1—4: 1 — hlavný dolomit — vrstevnatý — vrchný karn (tuval)—spodný nór, 2 — reiflinské vápence — vrchný anis-ladin-kordevol, 3 — ramsauské dolomity — vrchný anis, 4 — gutensteinské vápence a dolomity — spodný anis; k rížňanský príkrov (zliechovská sekvencia) 5—14: 5 — slienité vápence a sliene — vyšší berias-hoteriv, 6 — karpionelové vápence — vyšší titón—spodný berias, 7 — aptychové a sakokomové vápence — oxford-kimeridž—spodný titón, 8 — kremité rádioláριοvé vápence a rádiolarity — álen-kelovej, 9 — pestré kalové vápence — lotaring—toark, 10 — kopieniecké súvrstvie („grestenské vrstvy“) — hetanž, 11 — kössenské vrstvy — rét, 12 — karpatský keuper — nór, 13 — ramsauské dolomity — anis-ladin, 14 — gutensteinské vápence a dolomity — anis; šiprunská sekvencia 15—23: 15 — drobové pieskovce s vložkami

slienitých bridlic — alb-cenoman—spodný turón, 16 — piesčité organodetrítické vápence s rohovcami a vložkami bridlic — spodný alb, 17 — formácia vápencov Lučivnej pri Párnici — vyšší berias—vrchný apt, 18 — pestré hľuznaté vápence — oxford-kimeridž—spodný titón, 19 — kremité rohovcové vápence, rádiolarity — ?álen-klovej, 20 — allgäuské vrstvy (fleckenmergel) — vrchný letaring—toark, 21 — rohovcové piesčito-krinoidové vápence — spodný hetanž—vrchný lotaring, 22 — karpatský keuper — vrchný karn—nór, 23 — ramsauské dolomity — ladin-karn; donovalská sekvencia 24, 25: 24 — pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami dolomitov a evaporitov — spodný trias, 25 — lúžňanské súvrstvie — spodný trias; **PALEOZOIKUM:** 26 — biotitické, dvojsľudné granodiority s ružovým K-živcom — prašivský typ; 27 — hranice hornín, 28 — presunové línie, 29 — presunové línie druhého radu vo vnútri príkrovu, 30 — zlomy.

toidné horniny sú najviac rozšírené v jv. časti mapy, kde budujú západné ukončenie mapy pri Prašivej, ktoré je súčasťou dumbierskej megaantiklinály, ktorej osová elevácia v tejto časti územia sa ponára pod korytnickú prepadlinu. Menšie plošné rozšírenie granitoidov prašivského typu nachádzame ešte západne od obce Mistríky a južne od obce Buly — k. Hrubý vrch 1169,1 m.

Kryštalické bridlice, ktoré sú zastúpené slabo migmatitizovanými pararulami, vystupujú v troch malých izolovaných ostrovoch donovalskej skupiny medzi obcami Jergaly—Donovaly—Buly. Pre nedostatok odkrytov ich petrografický charakter bol určený len zo sutinového materiálu. Z tej istej príčiny je nejasná aj štruktúrna pozícia voči obalovanému mezozoiku, čo viedlo k ich zaradeniu k rôznym tektonickým jednotkám (J. JAROS 1966, 1971, D. KUBÍNÝ 1962). Na základe petrografického štúdia týchto troch výskytov možno len konštatovať, že prevládajúcim horninovým typom sú slabo migmatitizované pararuly pri podradnom zastúpení pegmatitoidných a granitoidných variet, ktoré zodpovedajú horninám kryštalinika dumbierskej subzóny tatríd.

#### *Biotitické, muskoviticko-biotitické granodiority a granity — prašivský typ*

Sú nevýrazne porfyrické až porfyrické so stredne hrubozrnnou až hrubozrnnou základnou hmotou. Výrastlice tvorí K-živec do 3 cm veľké, zriedka i väčšie, kataklázou postihnuté typy sú nazelenalej farby od chloritového pigmentu, lupienky biotitu dosahujú veľkosť približne 5 mm. Textúra je všesmerne zrnitá, štruktúra granitická — prevažne hypautomorfná, tiež kataklastická.

#### *Pegmatity, aplity*

Boli vymapované zväčša len na základe sutinových úlomkov. Vystupujú v granitoidoch i kryštalických bridliciach. Makroskopicky sú pegmatity hrubozrnné až veľmi hrubozrnné horniny všesmernej zrnitej textúry a panxenomorfné štruktúry. Aplity sú svetlé jemnozrnné horniny so zrnitosťou v priemere menšou ako 2,0 mm. Sú naružovelej farby od prevládajúceho K-živca, prítomné sú i drobné lupienky muskovitu a akcesorického biotitu. Vcelku sú leukokratnejšie ako pegmatity. Ich textúra je všesmerne zrnitá až afanitická. Štruktúra panxenomorfná — aplitická. Minerálnym zložením zodpovedajú pegmatity i aplity granitickým horninám. K-živec prevláda nad plagioklasom s bázicitou albit-oligoklas. V pegmatitoch je prítomný biotit i muskovit, v aplitoch prevláda muskovit. Z akcesorických minerálov je prítomný apatit, zirkón, granát a opakné minerály.

#### *Biotitické, muskoviticko-biotitické pararuly slabo migmatitizované*

Väčšinou sú drobnozrnné až strednozrnné, injikované fácie až hrubozrnné, výrazne bridličnaté, pomerne zreteľne s limonitovými zátekmi, ktorých minerálne zloženie je jednoduché, sú zložené zo slúd, K-živca, plagioklasu a kremeňa. Miestami sú prenikané tenkými žilami a hniezdami granitického mobilizátu, v ktorom prevláda K-živec s muskovitom.

Textúra plošne paralelná miestami injikovaná.  
Štruktúra lepidogranoblastická, granolepidoblastická, heteroblastická.

### Donovalská sekvencia

Donovalskú sériu vyčlenil na mape 1 : 50 000 A. MATĚJKA 1927. Nachádza sa JZ od Donová pri osadách Jergaly, Sliachany, Hanesy. Stratigrafické rozpätie donovalskej sekvencie je spodný trias—malm. Od šiprunskej sekvencie sa líši chýbaním hlbokovodnejších facií fleckenmergelu a rádiolaritov dogeru. Litofaciálne rozhranie so sekvenciou Červenej Magury je zakryté krížňanským príkrovom.

### Lúžnianske súvrstvie

#### Spodný trias

Sú detritické sedimenty rytmickej, morskej kontinentálnej fluvialnej sedimentácie. Ležia diskordantne, miestami tektonicky na eróznom povrchu Ľumbierskeho kryštalinika. Kontakt medzi kryštalinikom a nadložnými pieskovecami spodného triasu tvorí spodnú hraničnú plochu donovalskej skupiny. Najväčší podiel spodnotriaso- vých sedimentov sa nachádza na sz. svahu Prašivej a v okolí osád Buly a Mistríky o hrúbke 40—70 m. Profil v záreze hlavnej cesty pri Donovaloch má nasledovný sled: Spodná časť je zložená z hrubozrnných kvarcitov s nepravidelnými zrnami až do 2 cm veľkosti. Vyššie pristupujú vrstevnaté (1 m) subarkózy so štruktúrou psamitov. Minerálne zloženie — kremeň — prevládajúca zložka, zrná dokonale opracované 0,7—0,9 jednotiek zaoblenia podľa W. C. KRUMBEINA—L. L. SLOSSA 1953. Genetické typy kremeňa — polykryštalicky hrubozrnný, usmerný (nízko-metamorfny), vulkanogénny, ojedinele kataklastický s prúžkovaním.

*Živce — ortoklas — perthit — mikroperthit — plagioklas — mikroklín*

Úlomky acidných vulkanitov — paleo-ryodacitov mikrokryštalickej alebo allotriomorfne zrnitej štruktúry. Vzácné sú tiež prítomné fragmenty pyroklastík kremito-sericitického fylitu. Z akcesórií zirkón, rutil, turmalín, tmel regeneračný kremitý, tiež povlakový sericitový. Arkózové droby vystupujú v laviciach 40—50 cm hrubých. Štruktúra blasto-psamitová, nerovnomerne zrnitá. Kremeň tvorí prevládajúcu zložku. Zrná opracované 0,5—0,7. Živce — ortoklas, mikroklín, mikroperthit, vzácné kataklasticky, ojedinele plagioklas, acidné vulkanity mikrokryštalickej štruktúry, rozložený biotit a muskovit, z akcesorických minerálov apatit, zaoblené minerály nízkych interferenčných farieb zeolity?, titanit. Vyššie pristupujú ílovité pieskovce so štruktúrou blasto-psamo-aleuopelitovou. Okrem kremeňa je v nich hojná klastická slúda, medzi úlomkami rozložený biotit. Ďalej boli zistené zrná draselného živca mikroperthitu a acidných vulkanitov. Pôvodne ílovitá zložka je šmuhovite

rozptýlená, je tvorená ilitovo-sericitovými agregátmi a obsahuje jemne rozptýlený hematitový pigment. Z akcesorických minerálov bol zistený zirkón, rutil, turmalín.

### *Pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami dolomitov a evaporitov*

#### Spodný trias

Sú bezprostredne späté s podložnými „bazálnymi kremencami“. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšenou frekvenciou vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín, reprezentovaných arkózovitými pieskovecami a ílovito-piesčitými bridlicami o hrúbke 80 m. Uvedený vrstevný sled sa nachádza v oblasti Poľany, a najmä v Korytnických kúpeľoch. Piesčité bridlice fialovo-hnedej farby majú bridličnaté textúry a pelitické štruktúry. Hmota bridlíc je tvorená ílovitými minerálmi, klastickými zrnami kremeňa, živcami, sericitom, turmalínom, pyritom, apatitom, rutilom a hematitovým pigmentom. Podľa RTG záznamov je v bridliciach prítomný ilit, chlorit, chalcedón a kremeň (R. KUŠIK in K. MALATINSKÝ a kol. 1973). V pestrých ílovitopiesčitých bridliciach bol zistený sádrovec, kalcium sulfát-hemihydrát  $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , anhydrit. Tieto sú znečistené ílovitými minerálmi a magnezitom (K. MALATINSKÝ l. c.). Vrt BJ-1 prevrtal evapority v intervale 16,50—23,0 m a okrem toho vrstvičky primárneho dolomitu. Vrt BJ-2 prevrtal sádrovec v intervale od 133,40—141,80 m.

### *Kavernózne bunecnaté vápence — rauwaky*

#### Spodný trias

Vystupujú východne od Patočín v záreze potoka o max. hrúbke 30 metrov. Sú červeno-hnedastej, žltkastej farby s úločkami dolomitov a pestrých ílovitých bridlíc z podložia. Ide o kavernózne dolomitické vápence s obsahom CaO — 28,47 %, MgO — 4,31 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 7,69 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2,57 %.

### *Gutensteinské vápence*

#### Anis

Boli kartograficky vyčlenené A. MATĚJKOM (1927) ako tmavé vápence stredného triasu. Súvislý vrstevný sled týchto vápencov o hrúbke 130 m sa nachádza v Môcovskej doline, kde tvoria bralný reliéf. Gutensteinské vápence sú tmavosivej farby, celistvé, jemnozrné, často červíkovité. Jednotlivé škvrnky vznikli synsedimentárnym porušením lamín. Miestami sú vápence dolomitické s disperzovanou dolomitizáciou (M. MIŠIK 1973). Vrstevnatosť (2 cm—1,3 m), prevláda vrstevnatosť decimetrového radu. V strednej časti odkryvu — opustený kameňolom pri Donovaloch, bolo zistené



Tabuľka 1 Zloženie subarkóz, drob a pieskocov vyjadrené v percentách v profile Donovaly (podľa A. Vozárovej)

kremeň monokryštalicky-undulózný	423/1	423/2	423/3	423/5	423/6	423/8	423/9
	31,93	42,54	47,67	30,25	48,29	22,68	37,73
kremeň vulkanický	25,17	26,65	8,37	8,30	5,23	16,85	11,64
kremeň polykryštalický	22,69	9,44	16,39	24,96	12,10	28,60	15,94
plagioklas	0,42	0,80	0,77	0,88	0,10	—	—
alkalický živec	5,21	9,86	6,34	10,95	3,87	11,16	18,07
klastická slieda	0,04	0,80	0,27	0,52	4,72	3,22	0,63
úlomky kyslých vulkanitov	4,87	4,11	3,21	3,89	2,06	3,17	0,86
základná hmota	9,66	5,80	16,97	20,24	23,63	14,32	15,13

submarínne sklzávanie blokov (max. 5 m). Početné mechanoglyfy a konvolútne textúry poukazujú tu na deformácie vápencov v semiplastickom stave (cf. M. MIŠIK 1968, 1973).

Mikroskopicky zodpovedajú gutensteinské vápence fosiliferným mikritom — 8/9, mikritom — 1/9. Sú často rekrystalizované, zrná paralelne usmernené v dôsledku jednosmerného tlaku počas mediteránnej fázy alpínskeho vrásnenia. Organické zvyšky boli zistené v 8/9 výbrusov: detrit článkov echinodermát 8/9, prierezy bivalvií 3/9, ostrakódy 2/9, mikrofilamenty 1/9, gastropódy 1/9, pelety 1/9. Mikrostylolity 6/9, detritický kremeň 3/9 — v laminách o maximálnej veľkosti 0,128 mm. Vápnité huby (*Sphinctozoa*) a *Tubiphytes obscurus* MASLOV, uvádzané M. MIŠIKOM (1969) z gutensteinských vápencov (kameňolom Donovaly), pochádzajú z premiestneného haldového materiálu raminských vápencov (E. JABLONSKÝ 1975). Gutensteinské vápence v kameňolome Donovaly (porovnaj geologickú mapu) prislúchajú donovalskej skupine tak ako to uvádza J. JAROŠ (1966).

### Ramsauské dolomity

#### Ladin

Vystupujú v Môcovskej doline v nadloží gutensteinských vápencov o hrúbke 60 m. Sú to lavicovité dolomity decimetrového radu tmavosivej alebo ružovkastej farby. Obsahujú často kremenné žilky o max. hrúbke 1,6 mm.

Mikroskopicky zodpovedajú dolomikritom, dolopelmikritom so slabou piesčitou prímiesou detritického kremeňa (asi 1,2 %), ktorá bola zistená v 4/6 výbrusoch o max. veľkosti kremeňa do 0,32 mm. Okrem toho obsahujú dolomity limonitizovaný pyrit a časté mikrostylolity vyplnené hnedými koloidmi Fe, lunzské vrstvy neboli zistené, prítomnosť kremencov keupru nemohla byť dokázaná v dôsledku spodnotriasovej sutiny, ktorá maskuje jeho eventuálny výskyt. Kösenské vrstvy chýbajú, lias je transgresívny, čo je v súlade so starším názorom A. MATĚJKU—D. ANDRUSOVA 1931, M. MIŠIKA—M. RAKÚSA 1964, J. JAROŠA 1966.

*Piesčito-krinoidové vápence, oolitické vápence, pieskovce, pestré krinoidové vápence*

Lias — doger

Zodpovedajú jurským sivým a ružovým piesčitým vápencom pri Donovaloch o hrúbke 60 m vyčleneným A. MATEJKOM (1927). Typový profil týmto súvrstvím sa nachádza v nepomenovanej doline južne od Hanesov.

Základná litológia: bazálna časť súvrstvia je zložená zo sivých piesčito-krinoidových intraklastických vápencov — biosparuditov, biosparitov a lumachelových oolitických vápencov oosparitov a vápnitých pieskovcov. Vrstevnatosť vápencov je pravidelná a hrúbka lavíc je decimetrového radu. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov v biosparuditoch, biosparitoch a oosparitoch je nasledovná:

dedrit čl. echinodermát	12/12
bivalvie	8/12
gastropódy	7/12
ostne ježoviek	3/12
detritický kremeň	12/12
intraklasty	7/12 (max. 4 mm)
oolity	6/12
lumps	4/12
sericit	3/12
pyrit	2/12
turmalín	2/12
úlomky uhlia	1/12 (do 1 cm)
mikrostryllolity	2/12

Obsah kremeňa dosahuje vo vápencoch až 40 %. Kremeň je disperzovaný, izometrický, často drtený, index klasticity — 7 mm. Sféricita 0,9, zaoblenie 0,7. U oolitov je veľmi časté selektívne zatláčanie kalcitových obalov autigénnym kremeňom. Oolity majú vo vápenci funkciu „lapačov“ autigénneho SiO<sub>2</sub>. Kyselina kremičitá vnikala do oolitov zvonku po radiálnych trhlinkách. Takmer vo všetkých silicitovaných oolitoch ide o zatláčanie chalcedónom (M. MIŠIK 1966). Vyššiu časť súvrstvia, ktorá pravdepodobne patrí do dogeru, tvoria pestré žlté, ružové, zelenkaste piesčité krinoidové vápence — piesčité biosparity s ojedinelými ruditovými elementmi. Z organizmov sú vo vápencoch prítomné iba úlomky článkov echinodermat. Detrický kremeň má menšie rozmery, index klasticity 0,96 mm. Vo výbrusoch boli pozorované náznaky rotácie kremeňa ako dôsledok tlakov alpínskych horotvorných pochodov. Okrem kremeňa bol vo vápencoch zistený limonitizovaný pyrit, sericit a turmalín.

### Fauna

Bazálna časť piesčito-krinoidových vápencov lokality Sliachany

Bivalvie: *Modiolus* sp., *Plagiostoma* sp., *Nuculana* sp., *Ctenostreon* sp., *Pteria* sp.

lokalita Hanesy: *Plagiostoma* sp., *Pteria* sp.

lokalita Sliáčany: *Pteria* sp. 1, *Pteria* sp. 2, *Patella* sp.

Z vyššej časti krinoidového komplexu udáva M. MAHEL 1964 *Spiriferina rostrata* (ZIETEN), ktorá indikuje stredný lias.

### *Biele žltkasté, ružové piesčité hrubolavicovité vápence*

#### Malm

A. MATĚJKA (1927) ich na geologickej mape 1 : 50 000 zaradil s pochybnosťami do malmu ako „svetlé trístnaté vápence u Donovalú“. Typový profil súvrstviím vápencov sa nachádza v záreze potoka S od Jergal. Ako pomocný profil možno uviesť zárez južne od osady Hanesy. Ide o pravidelne vrstevnaté vápence s lavicami metrových rozmerov. Mikroskopicky zodpovedajú vápence mikritom, fosiliferovým mikritom s elementmi článkov *Saccocoma* sp.; ojedinelými mikrafilamentami. Vo vápencoch bola zistená prímes detritického kremeňa do 15 % s indexom klasticity 0,97 mm. Okrem toho sú vo vápencoch prítomné autigénne plagioklasy idiomorfného tvaru a ojedinelý sericit.

Hranice: Spodná litologická hranica vápencov je pozvoľná, vrchná hranica vápencov je neznáma, pretože vrchná časť vápencov pri Jergaloch je tektonicky odrabotovaná bázou krížňanského príkrovu.

Rozšírenie: Donovalsk skupina (porovnaj geologickú mapu). V priľahlej skupine Červenej Magury a šiprunskej skupine majú vápence malmu odlišný litologický vývoj (hrubozrnné, lumachelové vápence — biosparity s faunou cefalopód a brachiopód (cf. A. BUJNOVSKÝ—M. POLÁK 1979).

Vek: pravdepodobne oxford, podľa *Saccocoma* sp. kimeridž.

### Šiprunská sekvencia

#### *Pestré hľuznaté vápence*

Oxford — kimeridž — spodný titón

Boli zistené v doline Veľkej Rakytovej v záreze potoka o hrúbke 25 m. Sú to sivé, sivozelené, červené hľuznaté vápence o hrúbke lavíc 3 cm až 20 cm. Mikroskopicky zodpovedajú vápence biomikritom s mikrofilamentovo-sakokómovou mikrofaciou. Vek pestrých hľuznatých vápencov bol stanovený v skupine Červenej Magury (cf. A. BUJNOVSKÝ 1971) kde — oxford — zóna *cordatum* potvrdzuje *Perisphinctes* cf. *aeneas* GEMMELARO. Kimeridž dokumentujú druhy *Benacoceras* — *heteroplocum* (GEMM.) *Lytoceras polycyclum* NEUMAYR a titón — *Pygope diphya* (COLONNA).

#### *Kalpionelové vápence*

Vyšší titón — spodný berias

Celistvé slaboslienité biomikritické vápence typu biancone o hrúbke 10 m predstavujú najvyššiu časť jurského sledu šiprunskej skupiny. Litologicky sú úzko späté s nadložnou formáciou vápencov Lučivnej pri Párnici, do ktorej pozvoľne vertikálne prechádzajú. Organická časť vápencov je tvorená prevažne tintiniami: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinopsella carpathica* (MUERGEANU et FILIPESCU) s tesným spojením vrchnotitónskej a beriaskej mikrofauny.

### Formácia vápencov Lučivnej pri Párnici

Vyšší berias — vrchný apt

Je charakteristickou litostratigrafickou jednotkou obalových skupín jadrových pohorí centrálnych Západných Karpát. Na geologickej mape bola identifikovaná v doline Veľkej Rakytovej, severozápadne od Nižných Revúc a v okolí Strednej roboty o hrúbke 40 m.

Sú to tmavosivé, pravidelne vrstevnaté vápence (5—40 cm) s tmavosivými až čiernymi rohovcami. Rohovce vo forme hľúz o veľkosti 1—20 cm sú orientované paralelne s vrstevnatosťou. Obsahujú rádiolárie, silicispongie a globochéty. Vápence majú biomikritickú, len ojedinele biosparitickú štruktúru. Z organických zložiek sú vo vápencoch zastúpené hlavne rádiolárie, ostrakódy, články krinoidov, detrit bivalvií, ihlice húb, foraminifery, mikrofilamenty, globochety, detrit brachiopód a gatropód, ostne ježoviek juvenilné schránky amonitov, belemnity. Z minerálnych prvkov je prítomný detritický kremeň, koloidy Fe, sericit, pyrit a z textúr mikro-styllolity.

Vek: Stratigraficky rozsah lučivnianskych vápencov je vyšší berias — vrchný apt. Spodnú časovú hranicu jednotky nepriamo udávajú podložné kalpionelové vápence vyššieho titónu — spodného beriasu. Vrchnú časovú hranicu určujú foraminifery: *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Discorbis* cf. *Wassoewizi* (DJAF. et AGAL.) porovnaj typový profil M. POLÁK—A. BUJNOVSKÝ 1979).

### Piesčité organodetritické vápence s rohovcami a vložkami bridlíc

Spodný alb

Vystupujú v tektonickom okne tatrika Veľkej Rakytovej a Veľkej Tureckej severozápadne od Nižných Revúc o hrúbke 50 m. Sú to — tmavosivé vrstevnaté (5—45 cm) vápence s hľuzami čiernych rohovcov. Čierne ílovité a piesčité bridlice tvoria medzivrstvičky 3—5 cm hrubé. Vápence — piesčité biosparity, obsahujú ostrohranné úlomky kremeňa do 5—15 %. Z ostatných materiálov je prítomný antigénny kremeň a pyrit. Organickú časť reprezentujú foraminifery, rádiolárie, zaoblené úlomky bivalvií, ojedinele mikrofilamenty, detrit článkov echinodermat, ihlice spongií, rostra belemnitov, juvenilné schránky amonitov, ostrakódy a globochety.

Silicity vystupujú vo vápencoch vo forme hľúz (5—25 cm). Sú to kryptogénne silicity tvorené chalcedónom s disperzovanými klencami kalcitu.

Vek: Spodnoalbský vek potvrdzujú foraminifery *Ticinella roberti* (GANDOLFI) v piesčito organodetritických vápencoch pri Lučivnej (cf. M. POLÁK—A. BUJNOVSKÝ 1979).

### *Drobové pieskovce s vložkami slienitých bridlíc*

Alb — cenoman — sp. turón

Detritické flyšové súvrstvie rozšírené v skupine Červenej Magury Nízkych Tatier a v šiprunskej skupine Malej a Veľkej Fatry o hrúbke 200 m. Prechod z podložných vápencov do drobových pieskovcov je pozvoľný bez diskordancie a stratigrafického hiátu. Sivé lavicovité pieskovce obsahujú asi 55 % detritického kremeňa o max. veľkosti 0,8 mm. Tmel pieskovcov je karbonátový sparitový, čiastočne limonitový. Okrem kremeňa obsahujú pieskovce početné subangulárne úlomky vápencov, dolomitov, rohovcov a z minerálov sericit, živce, glaukonit a ťažké minerály z granitoidnou asociáciou zirkón — rutil — turmalín (cf. A. BUJNOVSKÝ 1971, A. BUJNOVSKÝ a kol. 1978). Najmladšie vrstvy tohto súvrstvia sa nachádzajú na kontakte s dolomitmi chočského príkrovu pri Stredných Revúcach. V slienitých bridliciach (dok. bod 340) tu bola zistená *Rotalipora ex gr. Cushmani* MORROW, ktorá poukazuje na vrchný cenoman až spodný turón. Je to dosiaľ najvyššia zóna v obalových skupinách Nízkych Tatier Malej a Veľkej Fatry.

### Krížňanský príkrov

#### *Gutensteinské vápence a dolomity*

Anis

Nachádzajú sa v okolí Korytnice na južnom úpätí Fedorky. Ide o bežný typ tmavosivých bituminóznych vápencov s kalcitickými žilkami o hrúbke 40 m. Vápence sa vytrácajú na krátku vzdialenosť pod ramsauskými dolomitmi.

#### *Ramsauské dolomity*

Anis — ladin

Svetlosivé lavicovité dolomity často laminované stromatolitické o hrúbke 300 m. Dolomity sú vrstevnaté, s hrúbkou lavíc od 3 cm do 40—50 cm, ojedinele 1, 2 m, pričom hrúbka lavíc sa náhle mení, čo poukazuje na nepravidelnú subsidenciu v plytkovodnom prostredí. Báza ramsauských dolomitov bola prevrtaná vrtom S-4 (Korytnica) v hĺbke 155,0 m a je zložená zo slaboslienitých dolomitov. Chemická analýza podľa K. MALATINSKÉHO a kol. 1973 vykazuje: SiO<sub>2</sub> — 0,06 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> —

2,35 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,28 %, TiO<sub>2</sub> — 0,06 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,06 %, MnO — 0,03 %, MgO — 19,4 %, Na<sub>2</sub>O — 1,2 %, K<sub>2</sub>O — 1,3 %. Súvislé polohy brekciovitých dolomitov tektonického pôvodu sa nachádzajú v záreze cesty Donovaly—Štubne, kde je odkrytá bazálna časť krížňanského príkrovu. Ramsauské dolomity sú prevažne dolomikrity, dolopelmikrity, dolobiomikrity, zriedkavejšie dolosparity. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov v 19-tich výbrusoch je nasledovná:

ostrakódy	6/19	<i>Acicularia</i>	1/19
pellety	6/19	<i>Aeolisaccus</i> sp.	1/19
foraminifery	5/19	ihlice spongií	1/19
bivalvie	3/19	pyrit	2/19
čl. echinodermat	3/19	opál — chalcedón	1/19
gastropódy	1/19	lumps	1/19
ostne ježoviek	1/19	intraklasty	1/19
mikrofilamenty	1/19	<i>Birdseyes</i>	1/19

Početné stromatolity, pellety a tenké schránky foraminifer poukazujú na plytkovodné intertidálne nízkoenergetické prostredie sedimentácie.

Fauna: Foraminifery — *Trocholina* sp.; *Pilaminella* cf. *gemerica* SALAJ — *Nodosaria* sp. — *Pilaminella gemerica* SALAJ. Vek: Podľa *Pilaminella gemerica* SALAJ prislúcha vrchná časť ramsauských dolomitov do ladinu. Zasahovanie spodnej časti dolomitov do anisu sa nepodarilo dokázať.

### Lunzske vrstvy

Jul

Vystupujú vo vrchnej časti dolomitov vo forme šošoviek o hrúbke 25 m. Pieskovce sú sivohnedej, sivozelenej farby s vložkami bridlíc. Obsah detritického SiO<sub>2</sub> dosahuje až 60 %, tmel pieskocov je železitý a vápniť.

Vekove prislúchajú lunzske vrstvy vyššej časti julskeho podstupňa (J. BYSTRICKÝ 1977).

### Hlavný dolomit

Tuval

Nachádza sa medzi lunzkými vrstvami a karpatským keuprom v okolí kóty Prislop (1098) o hrúbke 50 m. Sú to stromatolitické dolomity — intramikrity s častou rekryštalizáciou dolomitickej mozaiky. Z textúr je v nich často prítomná zvlnená laminácia, sparitické laminy sú typu LLH — hemisferické laterálne spojené, zriedkavejšie typu SS onkolitické, riasové, poukazujú na inertidálne prostredie sedimentácie. Stratigraficky sa tieto dolomity začleňujú do karnu, podstupeň tuval a označujú názvom *haupt dolomit* (J. BYSTRICKÝ 1977).

## Karpatský keuper

### Norik

Vrstevný sled karpatského keupru je zložený z pestrých ílovcov, pieskocov, kavernóznych dolomitov — rauwakov a keuper dolomitu o hrúbke 100 m. Pestré ílovce fialovočervenej farby obsahujú podľa RTG záznamov illit, chlorit, kremeň a jemne rozptýlený hematit (K. MALATINSKÝ a kol. 1973). Pieskovce sú rovnomerne zrnité ( $\varnothing$  0,16 mm), s karbonátovým tmelom. Okrem prevládajúceho kremeňa obsahujú sericit, zirkón, pyrit. Dolomity sú pravidelne vrstevnaté, doskovité, lavicovité, primárneho pôvodu. Polohy týchto keuperských dolomitov boli v sedle medzi k. Zvolen (1402) a (1368) zistené ako vložky z bazálnej časti kössenských vrstiev. Podľa A. GAZDICKÉHO et al. 1979 je pre sedimentáciu karpatského keupru vyznačené mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií, regresií v extrémne aridnom prostredí.

### Kössenské vrstvy

#### Rét

Reprezentujú lavicovité (10 cm—2 m) sivé, zelenkasté, ružové, často lumachelové vápence s vložkami mikritických dolomitov v bazálej časti. Sú to morské sedimenty transgredujúce na súvrstvie karpatského keupru. Jednotlivé vrstvy pozostávajú z biomikritov 8/15 (textúra wackestone-packstone) s ruditovými elementmi, oomikritov 4/15, zriedkavejšie sú to oosparity 1/15, biosparrudity 1/15, biosparity 1/15.

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov je nasledovná:

detrit č. echinodermat	13/15	koralý	1/15
brachiopódy	8/15	<i>Acicularia</i> sp.	1/15
bivalvie	9/15	detritický kremeň	10/15
gastropódy	6/15	oolity	5/15
foraminifery	6/15	intraklasty	4/15
ses. foraminifery	6/15	autigénny kremeň	4/15
pellety	6/15	zrnká fosfátu	1/15
ostrakódy	4/15	pyrit	3/15
ostne ježoviek	5/15	hnede koloidy Fe	1/15
machovky	1/15	mikrostylolity	3/15

#### Fauna

Na hrebene Kochufa boli vo vápencoch nájdené *Chlamys* sp. *Placunopsis alpina* (WINKLER). V okolí Štubne — *Rhaetavicula contorta* PORTL.

Severne od kóty Zvolen — *Rhaetavicula contorta* PORTL., *Gervillia* cf. *praecursor* QUENSTEDT, *Modiolus* sp., *Pseudolimea subdupla* STOPPANI, ? *Eopecten* sp.

Východne od kóty Zvolen — *Rhaetavicula contorta* (PORTL), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Chlamys valoniensis* (DEFrance), *Lopha* cf. *haidingeriana* (EMMRICH).

## Kopieniecké súvrstvie „grestenské vrstvy“

### Hetanž

Litologické rozhranie podložných kössenských a kopienieckých vrstiev je pozvoľné. Na mape sú do kopienieckého súvrstvia zahrnuté vrstvy s vyšším obsahom piesčito-krinoidových vápencov, vápnných pieskovcov s polohami ílovcov. Kopieniecké súvrstvie v sz. časti Nízkyh Tatier sa líši od grestenských vrstiev typovej lokality pri Grestene menšou hrúbkou, neprítomnosťou úhoľných slojov so zástupcami cycadospida a menším stratigrafickým rozsahom. Zhodnými prvkami oboch litostratigrafických jednotiek je obsah pieskovcov, ílovcov, piesčitých vápencov a čiastočne litorálni zástupcovia *Chlamys* var. sp.

Piesčito-krinoidové vápence — biosparity, oosparity obsahujú premenlivé množstvo detritického kremeňa a muskovitu. Vložky vápnných pieskovcov sú laminované, šikmo zvrstvené. Bežná minerálna asociácia v pieskovcoch okrem prevládajúceho kremeňa je muskovit, živce, zirkón, rutil, turmalín, pyrit a chlorit. Makrofauna pochádza z piesčito-krinoidových vápencov (približne 150 m Z od k. Kečka 1225). *Chlamys falgeri*, *Chlamys* cf. *dispar* (TERQUEM), *Chlamys* sp., *Cardinia* sp., *Paleocardita* sp.

Západne od kóty Zvolen — *Cardita* cf. *sublamelosa* MARTINI, *Cardinia* cf. *concinna* (SOWERBY).

### Cyanofytové vápence

#### Spodný sinemúr

Na mape sú vyčlenené v sedle Kochule (1026), kde dosahujú 3 m hrúbku. Sú to biomikrity s ruditovými elementmi. Hľuzy cyanofycei dosahujú až 4 mm veľkosť. Spodnosinemúrsky vek vápencov potvrdzuje nepriamo ich pozícia nad kopienieckým súvrstvom hetanžu a pod pestrými kalovými vápencami z *Paltechioceras nodotianum* v Ludrovianskej doline (A. BUJNOVSKÝ 1975).

### Pestré kalové vápence

#### Lotaring — toark

Podľa M. MIŠKA—M. RAKÚSA 1964 sa pestré kalové vápence nachádzajú v strednej časti nimi skúmaného územia, t. j. od západného okolia Revúcej po Korytnicu. Ide o pestré ružové, zelenkasté, žlté kalové vápence, často hľuznaté, s odtlačkami cefalopód. Hrúbka lavíc vápencov sa pohybuje od 30 cm—80 cm. Sú to biomikritické vápence s textúrou wackestone s ruditovými elementmi, pričom množstvo arenitových komponentov prevláda nad ruditovými. Planimetrický rozbor vápencov ukázal, že kalová masa dosahuje až 59,1 %, články echinodermat 17,4 %, involutiny 7,1 %, úlomky bivalvií 7,0 %, ostatné organizmy 9,4 % (M. MIŠEK 1966).



Frekvencia mikrofaciálnych prvkov vo výbrusoch je nasledovná:

detrit čl. echinodermat	16/17	chodbičky vrtaných rias	1/17
ostrakódy	12/17	chodbičky červov	1/17
bivalvie	12/17	bryozoa	1/17
foraminifery	9/17	detritický kremeň	10/17
mikrofilamenty	9/17	pyrit	2/17
ihlice spongií	7/17	autigénny kremeň	1/17
ostne ježoviek	6/17	glaukonit	1/17
prierezy cefalopód	5/17	sericit	1/17
gastropódy	3/17	fosfát	1/17
belemnity	2/17	oolity	1/17
ses. foraminifery	2/17	lumps	1/17
brachiopódy	1/17	intraklasty	1/17
zúbky rýb	1/17	mikrostylolity	2/17

V sedle medzi kótou 1402 (Zvolen) a kótou (1369) boli zistené v laviciach vápencov hematitové kôry (3 mm) hard ground sprevádzané fosfátom. Chemická analýza železitých vápencov má nasledovné zloženie:

dokumentačný bod 443

ner. zvyšok	3,96	MgO	1,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,98	K <sub>2</sub> O	0,20
MnO	0,22	Na <sub>2</sub> O	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,01	str. suš.	0,10
CaO	46,05	str. žih.	34,97
			99,97

Prostredie: Časté cefalopódy, mikrofilamenty, ihlice spongií a hard ground poukazujú na otvorenejšie prostredie neritika. Stopy vrtaných rias sú dokladom malých hĺbok — eufotická zóna s možnosťou asimilácie.

Vek: fauna cefalopód (cf. M. RAKÚS 1964), sz. od Kečky *Echinoceras raricostatum* ZIET. (západne od Korytnice) — *Haugia* cf. *variabilis* (D. ORB). poukazuje na lotaring až toark.

*Kremité rádioláriové vápence a rádiolárity*

Álen — kelovej

Predstavujú konštantnú litofáciu bežne rozšírenú v zliechovskej skupine krížňanského príkrovu. Celý vrstevný sled zodpovedá makrorytmu, ktorý sa vyznačuje striedaním zelených a červených kremitých vápencov s pásmi a hľuzami rohovcov. Vo vyšších polohách pristupujú medzivrstvičky pestrých bridlíc. Hrúbka lavíc varíruje od 3—5 cm do 13 cm. Vo výbrusoch sú to biomikrity s paralelným usmernením allochemov. Základná hmota je ílovito-karbonátová, prevažne silicifi-

kovaná. Obsah SiO<sub>2</sub> je podľa orientačnej chemickej analýzy až 44,99 %. Pravidelné vrstevnaté rádiolarity sú pelagické sedimenty, ktoré vznikli pomalou sedimentáciou vo veľkých hĺbkach usadzovaním vápnitých a kremitých schránok za rovnovážneho stavu medzi sedimentáciou a subsidenciou.

### *Aptychové a sakokomové vápence*

Oxford — kimeridž — sp. titón

Litostratigraficky nadväzujú na podložné rádioláriové vápence a rádiolarity. Ide o sivozelené, červenkasté tenkovrstevnaté (2—5—8 cm) až bridličnaté slaboslienité kremité vápence o hrúbke 50 m. Vystupujú v kameňolome Motyčky (-typový profil) pod kalpionelovými vápencami. Vápence zodpovedajú biomikritom s elementmi sakokóm a s aptychmi. Okrem toho obsahujú *Globochaete alpina* LOMBARD, detrit článkov echinodermat, mikrofilamenty, rádiolárie a z minerálnych prvkov ílovité minerály, pyrit, sericit a ojedinelý detritický kremeň siltovej veľkosti.

Litostratigraficky sa tieto vápence nápadne zhodujú s pelagickými faciami Oberostalpinu—Saccocoma kalke, Aptychen Schichten (A. BUJNOVSKÝ 1975).

Vek: Sedimentácia hlbokovodných aptychových a sakokómových vápencov začala podľa *Cadosina fibrata* NAGY v oxforde a skončila v spodnej časti titónu pod kalpionelovými vápencami.

### *Kalpionelové vápence*

Vyšší titón — sp. berias

Kalpionelové vápence boli definované D. ANDUSOVOM 1968 (Lex. strat. int. Vol. I. fasc. 6b).

Sú svetlosivé zelenkasté, typu biancone, s hladkým lastúrnatým lomom. Lavice vápencov (30—60 cm) sú oddelené tenkými vložkami slieňov. Sú to biomikritické vápence s disperzovanými ílovitými minerálmi, sericitom, pyritom a detritickým kremeňom siltovej veľkosti. Organická časť vápencov je tvorená pravažne tintinidami: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), ihlicami spongií, kalcifikovanými rádioláriami, mikrofilamentami, ostrakódami a *Globochaeta alpina* LOMBARD s tesným spojením vrchnotitónskej a beriaskej mikrofauny.

Početné kalpionely, mikrofilamenty, rádiolárie, ihlice húb poukazujú na otvorené morské prostredie pokojnej sedimentácie.

### *Slienité vápence a sliene*

Vyšší berias — hoteriv

Pelagická rytmická sekvencia zložená z flyšoidného sledu slienitých vápencov a slieňov o hrúbke 300 m. Slienité vápence sú pravidelne vrstevnaté (20—40 cm)

často škvrnité, s usmernenou textúrou. Vápence zodpovedajú ílovitým biomikritom (Mudstone) s nasledovnou frekvenciou mikrofaciálnych prvkov v 17-tich výbrusoch.

Uvedené vápence — biokalkarenity majú prímes detritického SiO<sub>2</sub> do 10 %, index klasicity 0,32 mm. Okrem detritického kremeňa obsahujú autigénny kremeň, limonitizovaný pyrit a ojedinele zrnká fosfátu. Organickú časť vápencov tvoria miliolidné a textularoidné foraminifery a ihlice spongií. Foraminiferové spoločenstvo, určené zo slieňov V. Gašparikovou, je charakterizované aglutinovanými, menej bentósnymi druhmi, na základe ktorých je súvrstvie začlenené do barému — aptu až stredného albu.

Mikrofauna	dok. bod
<i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (REUSS)	5, 18, 19
<i>Hedbergella infracretacea</i> (GLAESSNER)	5, 19
<i>Hedbergella ex gr. roberti</i> GANDOLFI	5, 18
<i>Trochammina inflata</i> (MONTAGU)	5
<i>Thalmanninella</i> sp.	5
<i>Discorbis</i> sp.	5
<i>Anomalina</i> sp. cf. <i>A. (Gavelinella) intermedia</i> BERTHELIN	5
<i>Glomospirella gaultina</i> (BERTHELIN)	18
<i>Lenticulina</i> (L.) cf. <i>muensteri</i> (REUSS)	18
<i>Lenticulina</i> sp. cf. <i>L. gaultina</i> BERTHELIN	18
<i>Epistomina</i> sp. cf. <i>E. (Brotzenia) charlottae</i> VIEAUX	18
<i>Pleurostomella</i> sp.	19

rádiolárie	15/17	<i>Calpionellites darderi</i>	2/17
mikrofilamenty	15/17	<i>Calpionellopsis simlex</i>	1/17
články echinodermát	12/17	íl. minerály	17/17
ostrakódy	11/17	pyrit	17/17
ihlice spongií	11/17	detritický kremeň	12/17
foraminifery	9/17	sericit	6/17
bivalvie	6/17	fosfát	2/17
<i>Globochaete alpina</i>	7/17	autigénny kremeň	2/17
tintinoidy	5/17		

Okrem uvedených minerálnych prvkov bol vo vápencoch zistený ojedinelý magnetit, hematit, chlorit a klenčeky dolomitu. Od podložných kalpionelových vápencov sa slienité vápence líšia vyšším obsahom ílovitých minerálov a nižším obsahom CaCO<sub>3</sub>.

Pravidelná vrstevnatosť vápencov, biomikritická kryštalinita a častý obsah rádiolárií, mikrofilamentov, tintiníd a pyritu poukazujú na bazénovú sedimentáciu otvoreného mora v redukčnom prostredí s nízkou energiou a prínosom ílovitého materiálu.

Vek súvrstvia berias — hoteriv bol stanovený pomocou cefalopód na liste Ružomberok (cf. A. BUJNOVSKÝ 1978).

## Slienité bridlice, vápence s vložkami piesčitých vápencov

### Barém — stredný alb

Toto súvrstvie má pestré faciálne zloženie a komplikovaný, rabotážou porušený vrstevný sled, dosiaľ známy iba schematicky. Ide prevažne o sivé mikrozrnité slienité vápence — biomikrity s tenkými preplástkami slieňov. Vložky sivých kompaktných piesčitých vápencov sú silne kalcifikované.

### Chočský príkrov

#### Gutensteinské vápence a dolomity

##### Spodný anis

Sú najspodnejšou litostratigrafickou jednotkou chočského príkrovu. Predstavujú ich tmavosivé vrstevnaté, často laminované a červíkovité vápence o hrúbke 120 m. S hrúbkou lavíc od 1 cm do 1—2 m. Povrch vrstevnatých polôh je nerovný, pokrytý žltkastými slienitými povlakmi. Vápence obsahujú vložky dolomitov, najmä vo vrchnej časti, kde prechádzajú do ramsauských dolomitov.

Mikroskopicky sú to fosiliférne mikrity 6/17 výbrusov, pelmikrity 6/17, biomikrity 3/17, mikrosparity 2/17. Frekvencia mikrofaciálnych prvkov v gutensteinských vápencoch je nasledovná:

detrit čl. echinodermat	12/17	koraly	1/17
pellety	6/17	ostne ježoviek	1/17
foraminifery	4/17	sesilné foraminifery	1/17
gastropódy	3/17	oolity	2/17
mikrofilamenty	3/17	intraklasty	1/17
ostrakódy	2/17	detritický kremeň	1/17
rádiolárie	1/17	pyrit	1/17
ihlice spongií	2/17		

Rádiolárie, mikrofilamenty a ihlice spongií v gutensteinských vápencoch chočského príkrovu poukazujú na hlbšie podmienky sedimentácie než mali gutensteinské vápence donovalskej skupiny. Potvrdzujú to aj pseudomorfózy sadrovca zistené M. MIŠÍKOM (1969) iba v gutensteinských vápencoch obalovej a krížňanskej jednotky.

Fauna: Bočné údolie nadväzujúce na korytnickú dolinu, lokalita č. 868, súradnice 73/22 — *Modiolus triqueter* (SUBACH 1861).

Vek: spodný anis (cf. J. BYSTRICKÝ 1977).

#### Ramsauské dolomity

##### Vrchný anis

Sivé vrstevnaté dolomity svetlosivej i tmavosivej farby. Vrstevnatosť dolomitov

variuje od tenkých lamín do 40—60 cm. Veľká časť dolomitov je brekciovitá (tektonické brekcie). Pod reiflinskými vápencami obsahujú dolomity ojedinelé hľuzy rohovcov. Samotné dolomity — dolomikrity, fosiliferné dolomikrity sú rekryštalizované, nerovnomerne zrnité, s pigmentáciou subhedrálnych a euhedrálnych kryštálov. Zriedkavé skelety organizmov sú zachované v dolomitoch iba v podobe fantómov.

### Reiflinské vápence

Ilýr — ladin — kordevol

Súvislý rytmický sled vrstevnatých (5—15—40 cm) vápencov s hľuzami a pásmi rohovcov. Bazálna časť vápencov je tvorená svetlosivými nazelenalými vápencami s náznakmi hľuznatosti. Vyššie polohy mikritických a biomikritických vápencov majú prevažne rádiolárovú mikrofaciu, zriedkavejšie majú mikrofaciu s ihlicami spongií a mikrofilamentami. Od vrchnej časti reiflinských vápencov typovej lokality (Grossreifling) ich odlišuje neprítomnosť tufových vložiek (cf. D. GESSNER 1967, V. sled.).

Fauna: V opustenom kameňolome pri dolnom konci stredných Revúc bola v spodnej časti reiflinských vápencov zistená nasledovná fauna určená J. PEVNÝM: *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER), zúbky rýb, šupiny rýb, konodonty — *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gondolella excelsa* (MOSHER), ktoré poukazujú na ilýr.

Vo vyšších častiach tej istej lokality sú prítomné holotúrie, spikuly húb, zúbky rýb, šupiny rýb, gastropódy, elementy ježoviek. Z konodontov sú prítomné *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gondolella constricta* MOSHER—CLARK, z holotúrií: *Tetravirga* cf. *perforata* MOSTLER, *Achistrum triassicum* FRIZZEL—EXLINE, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Theelia undata* MOSTLER, *Priscopodatus staurocumitoides* MOSTLER.

### Raminské vápence

Ladin — spodný jul

Laterálne zastupujú reiflinské vápence v rôznom pomere. Vzájomné laterálne prechody reiflinských vápencov do biohermných raminských vápencov sú pozvoľné i na krátku vzdialenosť. Raminské vápence sú svetlosivé až biele hrubolavicovité i masívne vápence, vo vrchnej časti pórovité a dolomitické, o hrúbke do 150 m. Vápence — biosparity, biosparrudity, biolity obsahujú na susedných listoch biohermnú asociáciu organizmov: *Sphinctozoa*, *Inozoa*, *Hydrozoa* (cf. E. JABLONSKÝ 1971) *Tubiphytes obscurus* MASLOV, brachiopódy, bivalvie, *Echinoidea*, *Codiaceae*, bryozoa (cf. A. BUJNOVSKÝ a kol. 1975).

### Korytnické vápence

? Kordevol — spodný jul

Reprezentujú vrstvy jednotného typu a vzhľadu k podložným reiflinským alebo

raminským a nadložným lunzským vrstvám. Sú to tmavosivé až čierne, pravidelne vrstevnaté vápence s tenkými vložkami vápnitých bridlíc. Hrúbka lavíc je 2—70 cm. Vápence sú často organogénne lumachelové, obsahujú drobné zrná rohovca, prípadne tenké rohovcové lamíny až metrovej dĺžky. Na kontakte s biohermnými raminskými vápencami obsahujú nepravidelné polohy kalkarenitov, kalciruditov, brekcie rýfového detritu s úlomkami až 25 cm. V laviciach korytnických vápencov biostromov sa nachádzajú menšie telesá „patch reef“ s koralmi, krinoidmi a početnými echinoidmi rodu *Cidaris*. Vrstvy vápencov zodpovedajú biomikritom 12/14 výbrusov, intramikritom 1/14, intrasparitom 1/14.

Frekvencia mikrofaciálnych prvkov v 14-tich výbrusoch je nasledovná:

ihlice spongií	14/14	ostne ježoviek	2/14
detrit článkov echinodermat	13/14	brachiopódy	1/14
ostrakódy	12/14	machovky	1/14
bivalvie	11/14	koraly	1/14
mikrofilamenty	11/14	limonitizovaný pyrit	13/14
rádiolárie	10/14	mikrostylolity	6/14
foraminifery	8/14	sericit	1/14
gastropódy	5/14	intraklasty	2/14
		detritický kremeň	1/14

Vek: Podľa brachiopód sú korytnické vápence spodnojulského veku (cf. A. BUJNOVSKÝ et al. 1975), ostrakódy z korytnických vápencov považované za gutensteinské vápence dokumentujú vrchnoilýrsky vek (H. KOZUR 1971). Posledná, A. GAZDZICKIM, H. KOZUROM et al. 1979 spracovaná mikrofauna, najmä konodonty a sklerity holotúrií, poukazujú na kordevolský vek.

### Lunzské vrstvy

#### Jul

Súvislejšie priestorové rozšírenie lunzských vrstiev v chočskom príkrove sa nachádza v okolí Lipovskej Osady. Ide o bežný flyšoidný sled sericitických bridlíc a lunzských pieskocov vo vzájomnom pomere asi 2:1. Vrstvy pieskocov sú kumulované do rytmov druhého rádu. Bežné vnútorné a vonkajšie textúry sú gradačne zvrstvené, prúdová „ripple“ laminácia, lineácia a asymetrické čeriny.

Vek: Podľa pozície v nadloží svarinských vrstiev (= zóna *Trachyceras aonoides*) patria hlavne k vyššej časti julského podstupňa (cf. J. BYSTRICKÝ 1977).

### Hlavný dolomit (Hauptdolomit)

#### Vrchný karn (tuval) — spodný norik

Hlavný dolomit je najvrchnejším členom chočského príkrova mapovanej oblasti. Celková hrúbka hlavného dolomitu je 250 m. Na základe laterálneho rozšírenia organizmov a litofaciálneho charakteru hlavného dolomitu sú na mape vyčlenené:

1. centrálna rifová oblasť hlavného dolomitu (reef core),
2. lagunárna zarifová („Back reef“) oblasť s blízkou rifovou zónou.

Centrálnu rifovú oblasť predstavujú telesá masívnych dolomitov v okolí Magury (1051), Čiernej hory (1335) a Veľkého Šturca. Charakteristickým znakom masívnych dolomitov je ich výrazná pórovitosť a dolomitický rozpad v lomovom pásme Revúcej. Organickú časť masívnych dolomitov tvorí konštrukčná asociácia organizmov (bližšie viď A. BUJNOVSKÝ—M. KOCHANOVÁ 1973). Lagunálnu zarifovanú fáciu reprezentujú vrstevnaté dolomity s laminárnymi textúrami. Pravidelné opakovanie medzivrstvičiek červených bridlíc a riasových rytmov stromatolitického typu poukazuje na cyklickú sedimentáciu v lagunárnom prostredí tropickej až subtropickej klímy.

Fosílie	lokality
<i>Neomegalodon</i> ( <i>Neomegalodon</i> ) cf. <i>laczkói</i> (Hoernes)	891
<i>Neomegalodon</i> ( <i>Neomegalodon</i> ) sp. n.	891
<i>Neomegalodon</i> ( <i>Neomegalodon</i> ) sp.	891
<i>Neomegalodon</i> ( <i>Neomegalodon</i> ) sp. 3	891
<i>Neomegalodon</i> ( <i>Neomegalodon</i> ) sp. 4	891
<i>Andrusoporella duplicata</i> (PIA)	891, 887, 888, 889, 854, 860, 861, 842

Vek: Podľa *Andrusoporella duplicata* (PIA) a *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) cf. *laczkói* (HOERNES), ako aj fauny nájdené na liste Liptovská Lúžna, je vek hlavného dolomitu vrchný karn — spodný nor.

## Kvartér

Na mape sú vyznačené nasledovné genetické typy kvartérnych sedimentov: deluviálne hlinito-kamenité sedimenty s blokmi kryštalinika, ktoré sme zaradili do pleistocénu. Zahlinené piesčité štrky v okolí Liptovských Revúc — pleistocén — ris. Deluviálne sedimenty sutinové kužele do holocénu. Fluviálne sedimenty, štrky, zahlinené piesky riečnych nív do holocénu. Pramenné vápence (travertíny) do holocénu až recentu.

Najväčšie plochy kvartérnych sedimentov zaberajú svahové sedimenty. Sú zložené z materiálov mezozoických formácií a kryštalinika. Hrúbka svahových sedimentov vo výverovej oblasti korytnických prameňov podľa vrtných prác dosahuje asi 3 m. Pramenné vápence boli vyčlenené v okolí prameňov Kyslá voda, v Uhliarskom potoku a v okolí Motyčiek v koryte potoka. Ide o sypké penovce, penovcové piesky a štruktúrne penovce v zmysle klasifikácie V. LOŽEKA (1973). V Motyčkovej doline je vrstevnatý travertín hnedasto a bielo pružkovaný, pričom sfarbený travertín je jemne zrnitý a biely, radiálne usporiadaných ľadvinovitých tvarov. Miestami je veľmi pórovitý až kríčkovitý, svetlo až okrovo hnedastý. Na jeho vzniku sa podieľali rastlinné zvyšky.

## Tektonika

Na alpinotypnej príkrovovej stavbe územia mapy sa podieľajú nasledovné tektonické jednotky:

1. Tatrikum (tatrídy)
2. Fatrikum („spodné subtatrikum“)
3. Hronikum („stredné subtatrikum“)

Uvedené jednotky prvého rádu (tatrikum, fatrikum, hronikum) boli sformované počas viacerých fáz, z ktorých za najdôležitejšiu pre ich vznik sa pokladá predseónska mediteránna fáza alpínskeho vrásnenia (D. ANDRUSOV—J. BYSTRICKÝ—O. FUSÁN 1973).

1. *Tatrikum* (tatrídy) zasahujú na území mapy vnútornou Ľumbierskou zónou, ktorá tvorí antiklinórium s vrásovou osou v.-z. smeru. V území dochádza k periklinálnemu záveru Ľumbierskeho antiklinória pod mezozoikom korytnickej prepadliny. Ľumbierska zóna je zložená z kompetentného paraautochtónneho granitoidného sokla a viac-menej inkompetentného sedimentárneho obalu donovalskej a šiprunskej sekvencie. Základným štruktúrnym prvkom severného úpätia Prašivej je tektonický kontakt kremencov s milonitizovanými granitoidmi a diferenčný presun granitoidov na kremence. Smerom k JZ dochádza k vykľňovaniu obalových kvarcitov, pričom tektonická línia pokračuje pravdepodobne ďalej i na juh do doliny Vážnej. Západne od tejto línie možno pozorovať intenzívnu areálnu milonitizáciu granitoidov medzi Prašivou — kóta (1651) a Holicou — kóta (1340 m). Vyššie uvedené štruktúrne prvky delia kryštalinicky sokel smerom od SZ k JV na tri kryhy. Podložná korytnická kryha je budovaná migmatitmi a granitoidmi prašivského typu, stredná kryha Prašivej granitoidmi prašivského typu a v jv. časti územia v nadloží strednej kryhy vystupuje sopotnícka kryha (mimo územia mapy budovaná hybridnými granitoidmi, migmatitmi, pararulami a amfibolitom). Paleogénne zdvihy Ľumbierskeho kryštalinika sú značné, relatívne výškové rozdiely kremencov sú až 800 m. S týmito zdvihmi treba spájať aj vznik mladších transversálnych zlomov s.-j. smeru.

Súvislejší vrstevný sled donovalskej sekvencie sa nachádza v okolí Sliachan a Hanes a šiprunskej sekvencie v doline Rakytovej. Stratigrafický rozsah donovalskej sekvencie je spodný trias — malm a šiprunskej spodný trias, vrchný cenoman — sp. turón so stratigrafickým hiátom v réte. V oblasti Donoval dochádza k zdanlivému plynulému litostratigrafickému prechodu spodného a strednotriasového obalu do stredného triasu krížňanského príkrovu. Ide o pseudonadväznosť spôsobenú odlepením obalu na úrovni klzných horizontov (verfén, keuper) a jeho progresívnych zhrňovaním bázou krížňanského príkrovu. Sedimentárny obal je zhrnutý na staršie nivó — malm, v okolí Sliachan až na spodný trias. Celkovým tektonickým štýlom tatrídneho obalu je kopírovanie. Deformácie sedimentárneho obalu sú priamo závislé od prehybov sokla, ktoré vytvárajú horst Donovaly a graben Korytnica. Graben Korytnica, široký 4 km, je štruktúra hlboko poklesnutá, ktorú možno sledovať zo S na J od okolia Korytnice až po Kyslú vodu. Vypĺňa ho paraautochtónne tatrikum a presunuté fatrikum. Graben je súčasťou revúcko-korytnickej zlomovej depresie, ktorá nenadväzuje na starohorskú zlomovú sústavu, ale pokračuje na juh



zlomami v doline Uhliarskeho potoka a Vážnej. Horst Donovaly obklopuje graben Korytnica, je to široká zóna dislokácií medzi Jelenskou skalou a Starými Horami (cf. J. JAROŠ 1966).

2. *Fatrikum* („spodné subatrikum“). Krížňanský príkrov ako súčasť fatrika predstavuje veľkopriestorovú tektonickú jednotku presunutú podľa plochých inverzných zlomov na rôzne členy tatrika. Koreňová oblasť tohto príkrovu sa kladie južne od tatrika, medzi tatrikum a veporikum (A. BIELY—O. FUSAN 1967). V poslednom čase prevláda tendencia spájať fatrikum so severnou časťou veporika zónou Veľkého Boku (D. ANDRUSOV et al. 1973) (M. MAHEL 1978). Presun krížňanského príkrovu dokazujú odlišné fácie donovalskej sekvencie od zliechovskej sekvencie. Faciálnu náplň krížňanského príkrovu tvorí „zliechovská skupina“ so stratigrafickým rozsahom súvrství od stredného triasu po stredný alb. Kompetentnú kostru tohto príkrovu budujú ramsauské dolomity, ktoré súčasne môžeme považovať za vedúci horizont na sledovanie štruktúrnej stavby príkrovu. Vrchné štruktúrne nivó oddelené klzným horizontom karpatského keupru je zložené z viac-menej inkompetentných vrstevných sledov od rétu po stredný alb. Tektonický štýl vrchného štruktúrneho nivó (plášťa príkrovu) je štýl odlepovania. Na úrovni karpatského keupru možno sledovať odlepovanie jednotlivých členov, tektonickú redukciu celej jury, tvorby trosiek prvého radu a ich paralelný transport po menších presunových plochách nad karpatským keuprom. Stupeň intenzity deformácie krížňanského príkrovu je priamo závislý od deformácie tatrika. Presunovú plochu, bazálnu plochu telesa krížňanského príkrovu v tejto elevačnej zóne tatrika tvoril povrch celého tatrika od spodného triasu po malm, prípadne vrchný cenoman šiprunskej skupiny. Príkrov bol transportovaný vo vrchnom turóne cez už prítomný reliéf, v ktorom boli vyvinuté dnešné tatrídne vyvýšenia (horst Donovaly). Pohyb sa teda dial už proti gravitácii. Amputačný systém príkrovu v oblasti presunovej plochy je tu sprejádzaný bazálnym utínaním (truncature basale) gutensteinských vápencov a dolomitových trecích brekcií v záreze hlavnej cesty na Donovaly. Podľa J. JAROŠA (1966) začína krížňanský príkrov kryštalinikom. Sú to muskoviticko-biotitické, slabomigmatitizované pararuly, ktoré by mali ležať vo forme schurflingov na spodnom triase donovalskej sekvencie okolí kóty 1028, Pavlova 986 a Jergal. Pri podrobnom mapovaní uvedeného kryštalinika sme nezávisle zistili, že nateraz nie je možné zistiť, či kryštalinikum vo forme sutiny leží na spodnom triase alebo je normálnym podložím spodnotriasových kremencov. Zlomy: Prevládajúce inverzné zlomy sú dislokácie ohraničujúce príkrovy. Ich priebeh sledujú pramenné línie vôd obyčajných a minerálnych. Základnou priečnou poruchou je revúcko-korytnický zlom, ktorý prechádza Korytnickou dolinou a pokračuje do Uhliarskeho potoka. Je to regionálny zlom sokla staršieho zloženia. Podľa D. KUBÍNYHO (1962) je variského veku (salská etapa). Menšie priečne poruchy (normálne zlomy) v krížňanskom príkrove sa nachádzajú v okolí Sliachan, Jergal a Štubne. Zasahujú až do tatrika.

3. *Hronikum* („stredné subatrikum“). Chočský príkrov predstavuje druhú veľkopriestorovú tektonickú jednotku presunutú z predpokladanej koreňovej zóny medzi gemerikom a veporikom. Teleso príkrovu bolo pravdepodobne pasívne prenášané na chrbte krížňanského príkrovu. Stratigrafický rozsah tohto príkrovu je stredný — vrchný trias. Podľa obsahu litostratigrafických jednotiek patrí k bielováž-

skej sekvencii. Svojou bázou leží chočský príkrov na rôznych členoch krížňanského príkrovu s rozsahom od hoterivu po stredný alb. Chočský príkrov je kompetentným prísunom triasovej rigidnej masy na plastické podložie chrbtovej časti krížňanského príkrovu. Slienité vápence krížňanského príkrovu v oblasti presunovej plochy majú výraznú tektonickú vrstevnatosť s vysokou frekvenciou kalcifikovaných diakláz a stylolitov. V neokóme sú početné izopaktné vrásky medzi vápencami a slieňmi. Presunová plocha je usmerňovaná stratifikáciou a je s ňou často paralelná. Celkove sa presunová plocha ukladá k severu. Interný vrstevný sled príkrovu je v rôznej miere deformovaný a amputovaný do denudovaných príkrovových trosiek, bez spojenia s pôvodnou koreňovou oblasťou. Vrstevné sledy sú neúplné, pozorujeme tu zavrásnenie reiflinských, raminských vápencov do masy nerozčleniteľného dolomitu. Satelitný sinistrálny posun chočského príkrovu sa nachádza na styku s obalom šiprunskej skupiny SZ od Liptovských Revúc.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D.—KOUTEK, J.—ZOUBEK, V. 1951: Výsledky základného a montanistického geologického výskumu v južnej a sz. časti nízkotatranského krystalinického jadra v r. 1950. Praha—Bratislava, Archív Katedry geológie a paleontológie UK, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1968: Lexique stratigraphique international. Vol. I. Fasc. 6b, Paris.
- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians, X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Introductory Excursion Guide-book, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A.—FUSÁN, O. 1967: Zum Problem der Wurzel Zonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Lupčiankou a Revúcou). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A.—KOCHANOVÁ, M. 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontná fauna. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A.—KOCHANOVÁ, M.—PEVNÝ, J. 1975: Korytnica Limestones a new litho-stratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Správy 63, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1975: Jura krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. a kol. 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25.000 List Ružomberok. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A.—POLÁK, M. 1979: Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1977: Litostratigrafické jednotky triasu Západných Karpát. Manuskript, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- FICHEL, J. 1791: Mineralogische Bemerkungen von den Karpaten. Wien.
- GAZDZICKI, A.—KOZUR, H.—MOCK, R.—TRAMER, J. 1979: Triassic microfossils from Korytnica limestones at Liptovská Osada and their stratigraphic significance. Acta paleont. pol. 23, 3, Warszawa.
- GAZDZICKI, A.—KOZUR, H.—MOCK, R. 1978: The Norian — Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. Geologija 22/1, Ljubljana.
- GESSNER, D. 1967: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typolokalität Grosreifling a. d. Anns. Nördliche Kalkalpen. Z. at. Geol., 116, Hannover.
- HANÁČEK, J. 1973: Litologicko-geochemická charakteristika triasových dolomitov a niektorých pohorí centrálnych Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- HOVORKA, D. 1974: Amphibolites of migmatites areas West Carpathians Mts. Chem. d. Erde (Jena), 33.
- HOVORKA, D. 1975: The mineralogy and chemical composition of the metasediments of the Jarabá groups (West Carpathians). Kryštalínikovi, Praha.
- JABLONSKÝ, E. 1975: Colospongia andrusovi n. sp. eine neue Art von segmentierten Kalk — schwämmen (Sphinctozoa aus der Trias der Westkarpaten. Geol. ab. 26 (2), Bratislava.
- JAROŠ, J. 1966: Structure tectonique du bord ouest du noyau cristallin des Basses Tatras. Geol. zborn. Geologica carpath. 2, 17, Bratislava.
- JAROŠ, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. Rozpr. Čs. Akad. Věd. R. mat. přír. Věd 81, 6, Praha.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H. 1971: Die Bairdiace der Trias Teil I. Skulpturierte Bairdian aus mitteltriassischen Flachwasserablagerungen. Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, 1/3, Innsbruck.
- KOUTEK, J. 1930: Geologické studie na severozápade Nízkých Tater. Zvláštní otisk ze Sborníku Stát. geol. ústavu Československé republiky Svazek IX — Ročník 1930.
- KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1953: Stratigraphy and sedimentation. San Francisco.
- KUBÍNÝ, D. 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti dumbierskeho masívu. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapování nízkotatranského granitoidného masívu. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalínika. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D.—PASTOR, J. 1972: Vplyv tektoniky na vznik antimonitového ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách. Mineralia slov. 4, 2, Spišská Nová Ves.
- LUKÁČIK, E. 1981: Petrológia granitov — granodioritov prašivského typu v záp. časti nízkotatranského plutónu. Západné Karpaty, sér. miner., petr., geochem., metal. 8, Geol. Úst. D. Štúra, 121—142, Bratislava.
- MAHEL, M. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000. Banská Bystrica ÚÚG, Redakcia Bratislava.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl. II. Z. K. r. 1 ÚÚG Praha.
- MAHEL, M. 1978: Model vývoja Západných Karpát. Mineralia slov. Spišská Nová Ves.
- MALATINSKÝ, K. a kol. 1973: Korytnica, hydrogeologický prieskum minerálnych vôd. IGHP, n. p. Žilina. Manuskript—Geofond, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. Sbor. Stát. Geol. úst. ČSR, VII. roč. 1927, Praha.
- MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1951: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guide des Excursion. Knihovna Stát. geol. úst. 13 A, Praha.
- MEIER, R. 1868: Der Gold und Antimonbergbau von Magurka. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1868, Heft 7.
- MISAŘ, Z. 1971: Transformation of granite of the contact with mesozoic quartzites in western part of the Low — Tatra Mts. Acta Univ. Carol., Geol. Geogr., 1—2, Praha.
- MIŠÍK, M. 1966: Mikrofácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. Vydav. SAV, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1968: Trace of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathians core Mountains. Geol. sbor. 19, 1, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1969: Gutensteinské vápence, dolomity, reiflinské vápence jadrových pohorí. Doktorská dizertáčná práca, Archív PFUK, Bratislava.
- MIŠÍK, M.—RAKÚS, M. 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. by Ján Bystrický (Donovaly) Guide to excursion D X. Congress of Carpathian-Balkan geological association, Bratislava.
- MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, J.—FEJDI, P.—SÝKORA, M. 1980: Chrómové a železité spinely z kriedových sedimentov Západných Karpát. Mineralia slov. 12, 3.
- PEVNÝ, J. 1980: Stratigrafická korelácia brachiopódov, konodontov a holotúrií v strednom a vrchnom triase. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- POLÁK, M.—BUJNOVSKÝ, A. 1979: The Lučivná formation. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SIEGEL, K. 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). Geol. Zborn. Geologica Carpath. 27, 1. Bratislava.
- SLAVKAY, M. 1971: Vzťah niektorých nízkotatranských antimonitových ložísk ku geologickým štruktúram. Mineralia slov. 3, Spišská Nová Ves.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. geol. Reichsanst. 11, Wien.
- ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag — und Grand-Thale. Jahrb. geol. Reichsanst., 13/3, Wien.
- WOLF, H. 1867: Die geologischen Verhältnisse des Liptauer u. Thuroczer Comitales am linken Ufer des Waag-flusses zwischen den Orten Sučany u. Hrádok. Verhandlungen d. Geolog. Reichsanst., Wien.
- ZEJSZNER, L. 1851: Opis skal plutonicznych i przeobrazónnych wraz ich pokladami metalizniemi w Tatrach i w pasmach przyległych. Rocznik Towarzystwa naukowego, V., Krakov.
- ZIPSER, Ch. 1817: Versuch eines topographisch — Mineralog. Handbuches von Ungarn. Oedenburg.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. Věst. stát. geol. úst., 12, Praha.
- ZOUBEK, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. Ústř. úst. geol., 26, Praha.
- ZOUBEK, V.—KUBÍNÝ, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

A. Bujnovský—E. Lukáčik

## Geology of NW Parts of Nízke Tatry Mts. and Adjacent Part of Veľká Fatra Mts.

### Summary

In the map presented the following tectonic and lithostratigraphic units are distinguished

I. Tatricum with the tectonic unit of second order, the inner Ďumbier zone represented by competent crystalline rocks and parautochthonous Mesozoic, the Donovaly sequence and Šiprún sequence.

II. The Fatricum is represented in the map by a large-scale tectonic unit of second order, the Krížna nappe, thrust over the Tatricum.

III. The Hronicum is represented in the map territory by the second larg-scale tectonic unit of lower order — the Choč nappe.

The Tatríde crystalline rocks are predominantly represented by intrusive facies formed by Prašivá type granitoids and subordinately by crysalline schists.

The stratigraphic range of the Donovaly sequence is Lower Triassic — Malm. It differs from the Šiprún sequence in missing deeper — water facies of Fleckenmergel and Dogger radiolarites. The lithofacial boundary with the Červená Magura sequence is covered by the Krížna nappe.

The Šiprún sequence represents lithostratigraphic units with the stratigraphic range from the Malm to the Lower Turonian. The lithostratigraphic content of the Krížna nappe corresponds to the "Zliechov group" with the stratigraphic range from the Middle Triassic to Middle Albian.

The uppermost tectonic unit is the Choč nappe. The lithostratigraphic content of the nappe is formed by the Biely Váh sequence with the stratigraphic range Middle-Upper Triassic.

## Explanations of Text-figures and Maps

### Geologic Map of NW Part of Nízke Tatry Mts. and Adjacent Part of Vefká Fatra Mts. (Map is fastened to the back cover.)

**QUATERNARY:** 1 — Fluvial sediments: gravels, loamy sands of river flats — Holocene, 2 — spring limestones (travertines) — Holocene; 3 — deluvial sediments: talus cones — Holocene; 4 — deluvial sediments: loamy-stony sediments — undivided Pleistocene; 5 — deluvial sediments: loamy-stony sediments with blocks of crystalline rocks — undivided Pleistocene; 6 — loamy sandy gravels of terraces — Pleistocene (Riss).

**MESOZOIC: Choč Nappe (Biely Váh Group):** 7 — Ramsau dolomites and Hauptdolomit undivided — Middle-Upper Triassic; 8 — Hauptdolomit; a) massive, b) stratified — Upper Carnian (Tuvalian) — Lower Norian; 9 — Lunz Member — Julian, 10 — Korytnica limestones — ? Cordevolian — Lower Julian, 11 — Raming limestones — Ladinian — Lower Julian, 12 — Reifling limestones — Upper Anisian — Ladinian — Cordevolian, 13 — Ramsau dolomites — Upper Anisian; 14 — Gutenstein limestones and dolomites — Lower Anisian; Krížna Nappe (Zliechov Group): 15 — marly shales, limestones with intercalations of sandy limestones — Barremian — Middle Albian, 16 — marly limestones and marls — Upper Berriasian — Hauterivian, 17 — Calpionella limestones — Upper Tithonian — Lower Berriasian, 18 — limestones with Aptychi and Saccocoma — Oxfordian — Kimmeridgian — Lower Tithonian; 19 — quartzous radiolarian limestones and radiolarites — Aalenian — Callovian; 20 — variegated muddy limestones — Lotharingian — Toarcian, 21 — limestone with Cyanophyta — Lower Sinemurian; 22 — Kopieniec Formation ("Gresten Member") — Hettangian, 23 — Kössen Member — Rhaetian, 24 — Carpathian Keuper — Norian, 25 — Hauptdolomit — Tuvalian, 26 — Lunz Member — Julian, 27 — Ramsau dolomites — Anisian-Ladinian, 28 — Gutenstein limestones and dolomites — Anisian; Šiprúň Group: 29 — subgraywackes with intercalations of marly shales — Albian — Cenomanian — Lower Turonian, 30 — sandy organodetrital limestones with cherts and shaly intercalations — Lower Albian, 31 — Lučivná limestone formation near Párnica — Upper Berriasian — Upper Aptian, 32 — limestones with Calpionella — Upper Tithonian — Lower Berriasian, 33 — variegated nodular limestones — Oxfordian — Kimmeridgian — Lower Tithonian; Donovaly Group: 34 — white, yellowish, pink sandy thick-bedded limestones — Malm, 35 — sandy-crinoidal limestones, oolite limestones, sandstones, variegated crinoidal limestones — Liassic — Dogger 36 — Ramsau dolomites — Ladinian, 37 — Gutenstein limestones — Anisian, 38 — cavernous cellular limestones (rauwickes) — Lower Triassic, 39 — variegated clayey — sandy shales with dolomite and evaporite intercalations — Lower Triassic, 40 — Liptovská Lúžna Formation — Lower Triassic;

**PALEOZOIC** — granitoids: 41 — pegmatites, aplites in crystalline schists and granitoids, 42 — biotite two-mica granodiorites with pink K-Feldspar — Prašivá type, crystalline schists, 43 — biotite, muscovite — biotite paragneisses, slightly migmatized.

**General Explanation:** 44 — rock boundaries, established, inferred, 45 — overthrust lines, established, inferred, 46 — 2<sup>nd</sup> order overthrust lines inside nappe: established, inferred, 47 — faults: established, established concealed, inferred, 48 — erosion edges of terraces, 49 — block landslides, 50 — millionitized zones, 51 — horizontal position of beds, strike and dip of beds, 52 — fossil finds.

### Geologic Profile of NW Part of Nízke Tatry Mts. and E Part of Vefká Fatra Mts.

#### Legend to geologic cross section

**MESOZOIC: Choč Nappe (Biely Váh Group) 1—4:** 1 — Hauptdolomit — stratified — Upper Carnian (Tuvalian) — Lower Norian, 2 — Reifling limestones — Upper Anisian — Ladinian — Cordevolian, 3 — Ramsau dolomites — Upper Anisian, 4 — Gutenstein limestones and dolomites — Lower Anisian; Krížna Nappe (Zliechov Group) 5—14: 5 — marly limestones and marls — Upper Berriasian — Hauterivian 6 — limestones with calpionels — Upper Tithonian — Lower Berriasian, 7 — limestones with Aptychi and Saccocoma — Oxfordian — Kimmeridgian — Lower Tithonian, 8 — quartzous radiolarian limestones and radiolarian rocks — Aalenian — Callovian, 9 — variegated muddy

limestones — Lotharingian — Toarcian, 10 — Kopieniec Formation (“Gresten Member”) — Hettangian, 11 — Kössen Member — Rhaetian, 12 — Carpathian Keuper — Norian, 13 — Ramsau dolomites — Anisian — Ladinian, 14 — Gutenstein limestones and dolomites — Anisian; Šipruň Group 15—23: 15 — subgraywackes with intercalations of marly shales — Albian — Cenomanian — Lower Turonian, 16 — sandy organodetrital limestones with cherts and intercalations of shales — Lower Balbian, 17 — Lučivná limestone Formation near Párnica — Upper Berriasian — Upper Aptian, 18 — variegated nodular limestones — Oxfordian — Kimmeridgian — Lower Tithonian, 19 — quartzous cherty limestones, radiolarian rocks — ?Aalenian — Callovian, 20 — Allgäu Member (Fleckenmergel) — Upper Lotharingian — Toarcian, 21 — cherty sandy — crinoidal limestones — Lower Hettangian — Upper Lotharingian, 22 — Carpathian Keuper — Upper Carnian — Norian, 23 — Ramsau dolomites — Ladinian — Carnian; Donovaly Formation 24, 25: 24 — variegated clayey — sandy shales with intercalations of dolomites, 25 — Liptovská Lúžna Formation — Lower Triassic;  
PALEOZOIC: 26 — biotite two-mica granodiorites with pink K-feldspar — Prašivá type; 27 — rock boundaries, 28 — overthrust lines; 29 — overthrust lines of 2<sup>nd</sup> order inside nappe, 30 — faults.

Translated by Jozef Pevný



František Čech—Jaroslav Zeman

## Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínsky mobilnej Európe

(9 obr. v texte, 3 far. prílohy, angl. resumé)

**Abstract.** Neogene intramontane basins in the Mediterranean and peripheral areas formed differentially by the ascend of mantle diapirs from the Mesozoic to the Miocene. Dynamic of vari-shaped diapirs affected form, tectonics and subsidence in basins and in their marginal depressions. Dynamic was also controlled by the type of crust. There is frequently thin simatic crust beneath basins. It may be the rest of formerly oceanic crust from the Precambrium. The simatic crust predestined diapirs by the influence of the mantle elevation. The evolution of the basins was associated with the formation of the orogenic rim containing sialic nuclei, sialic belts and ophiolites as rests of mantle elevations. The evolution tends to gradual sialization and accretion of continental crust, even in places of destruction of older crust. The crustal accretion commenced near the East-European platform in the Mesozoic, and at the end of the Paleogene in the West Carpathian and Mediterranean areas. Both areas differ in size and number of mantle diapirs, in heat flow and in the present volcanic activity. Crustal subductions are limited at the margins of diapirs and are not connected with convergency of lithospheric plates.

### Úvod

Mediterránne a periférne alpínsky mobilné pásmo má špecifické znaky, ktoré komplikujú aplikovanie tektonických modelov, najmä tektoniky litosferických platní. Príčinou je značná heterogenita kôry, predalpínska konsolidácia, terciérna subsidencia a heterogenita fyzikálnych polí. Nápadným znakom sú medzihorské depresie s orogénnymi oblúkmi. Špecifickým je i hojne rozšírený plášťový diapirizmus s rôzne ponímanou dynamikou. Aktuálnosť zložitej problematiky nás viedla k zhodnoteniu najnovších dostupných údajov a početných modelov dynamiky kôry. Pre veľké množstvo materiálov sme sa v tejto práci nezaoberali dynamikou tektogénz alpínskych orogénov, i keď ich spojitost s vývojom panví existuje.

### Panvy v alpínsky mobilnej Európe

V alpínsky mobilnej Európe existujú väčšinou eliptické až kruhové depresie s tenkou kôrou, obklopené konformne orogénnou hrubou kôrou. K týmto panvám

Prof. Ing. F. Čech, DrSc., Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Žitkova 2, 811 02 Bratislava., RNDr. J. Zeman, CSc., Stavební geologie, n. p., Wolkerova 1, 160 00 Praha 6.



zaradujeme v mediteránnej oblasti: Alboránske, Baleárske, Tyrhénske, Iónske a Egejské more a cirkovitý šelf v Sicílskom prielive. K periférnej a východnej zóne, pôvodne tetýdnej, patrí panónska a transylvánska panva, Čierne more a juhokaspická depresia. Podobné znaky a vývoj má moesijská platforma a perikaspická depresia. Všetky megaštruktúry prekonalí dlhodobý subsidenčný vývoj so susediacimi depresiami, ktoré sú dnes vynorené. Zvláštnosťou panví sú okrajové depresie s odlišným režimom a dynamikou subsidencie.

Stupeň geologických poznatkov, najmä o hlbšej stavbe, je rozdielny. Najlepší je v roponosných panvách. Preto i spracované údaje majú rôznu preukaznosť. Geologické poznatky a rôzne názory na genézu v širšej oblasti zhrňajú najmä: B. BIJU-DUVAL et al. (1974), N. E. NAIRN et al. (1977), M. LEMOINE (1978). Väčšina prác sa však zaoberá užšími oblasťami: L. CONSTANTINESCU et al. (1973), N. A. BELJAJEVSKIJ (1974), Ju. D. BULANŽE et al. (1975), M. BOCCALETTI et al. (1976), F. HORVÁTH et al. (1981), F. HORVÁTH—L. ROYDEN (1981), V. V. SEMENOVIC—Ju. G. NAMESTNIKOV (1981). Tieto práce obsahujú základné údaje, ktoré preberáme, a mnoho detailných údajov, na ktoré odkazujeme.

### Geofyzikálne poznatky o hlbinej stavbe

Geofyzikálna preskúmanosť je nerovnomerná, najkomplexnejšie a najpočetnejšie práce však boli urobené v socialistických krajinách.

Orogénne pásma sa vyznačujú veľkou hrúbkou kôry — 40 až 60 km a v tiažovom obraze sa väčšinou prejavujú zápornými anomáliami. Depresie majú zložitý tiažový obraz v závislosti od charakteru kôry a hrúbky sedimentov s prídavnými tiažovými vplyvmi rôzne diferencovaného plášťa.

Panvy na kontinentálnej kôre majú menšie rozdiely v nameraných hodnotách na rozdiel od panví oceánskeho typu (viď tab. 1 a 2).

Geomagnetické anomálie sú veľmi členité, pričom pásovité anomálie atlantického typu neboli zatiaľ vo väčšom množstve zistené.

Mediteránna a periférna európska oblasť je seizmicky aktívna a plošne v nej prevažujú zemetrasenia s ohniskami v kôre alebo pri jej báze. Centrálné časti panví sú aseizmické, alebo so slabou intenzitou, okraje týchto panví sú často silne aktívne. Ani v jednej oblasti neboli zistené spoľahlivé znaky Benioffovej zóny (F. HORVÁTH et al. 1981). Pokiaľ sa vyskytujú ohniská zemetrasenia v hĺbke viac ako 200 km, nezobrazujú súvislé hlbinné plochy. Majú parabolické alebo oblúkové zoskupenie s disperziou i mimo tieto zóny.

Rozhranie kôra/plášť je sprevádzané až 5 km hrubou zónou a niekedy i dvoma diskontinuitami Moho. Regionálne údaje o rýchlosti šírenia pozdĺžnych seizmických vĺn ( $V_p$ ) v plášti chýbajú. Len vo vysokotermálnych oblastiach (pod panvami — viď tab. 1, 2) sú anomálne nízke rýchlosti;  $V_p$  od 7,1 do 7,7 km/s. Pod Tyrhénskym morom je minimálna hĺbka tejto zóny 6 km (môže ísť i o prejav magmatického krbu) a plášťové rýchlosti 8,2 km/s sú až v hĺbke 30 km. Vrcholy elevácií môžu byť tvorené plášťovými horninami s menšou hustotou alebo diferenciátmi z plášťa alebo bazifikovanou kôrou (typu crust-mantle mix). V Alboránskom mori sú indicie natavenia

v kôre v hĺbke 12—14 km (kanál znížených  $V_p$ ). V uvedených prípadoch je evidovaná i malá hĺbka elevácie astenosféry. Naopak pod Moho v Čiernom mori sú anomálne vysoké  $V_p$  — okolo 8,8 km/s; a hlbšie až 9,1 km/s, na základe čoho sa usudzuje o existencii ťažkého rigidného plášťa (Ju. D. BULANŽE et al. 1975).

Aseizmický vrchný plášť v eleváciách pod panvami sa prejavuje nižšími rýchlosťami ako v plášti pod susednými jednotkami a útlmom pri šírení seizmickej energie. Pod panónskou panvou je oneskorenie v priemere 0,5 km/s oproti plášťu Západných a Východných Karpát, ktorý má náznaky blokovej stavby (L. P. VINNIK et al. 1975). L. STEGENA et al. (1975) uvádza oneskorenie až 2,6 km/s. Podľa ojedinelých údajov o  $V_p$  pod Moho (napr. F. HORVÁTH et al. 1981) v západomediteránnej oblasti predpokladáme obdobné pomery. Styk plášťových hmôt s rôznou viskozitou je v kôre i plášti tektonický, na seizmoaktívnych hlbinných zlomoch strižného charakteru tangenciálne orientovaných k elevácii plášťa (F. ČECH—J. ZEMAN 1982). Rigidný chladnejší plášť kumuluje viac energie a je seizmicky aktívny (L. P. VINNIK l. c.), čo ukazuje i rozmiestnenie ohnísk hlbokých zemetrasení (viď údaje in M. BOCCALETTI et al. 1976, F. HORVÁTH et al. 1981 a ďalší).

Tiež hrubá kontinentálna kôra na styku s tenkou kôrou kumuluje väčšie napätie a častejšie ho uvoľňuje na hraničných zlomových pásmach. Napr. okolo aseismickej kôry Čierneho mora, západným smerom, prebehlo v rokoch 1900—1965 29 zemetrasení, z toho 5 podkôrových, v krymskej oblasti v r. 1891—1966 bolo 34 zemetrasení. Ohniská sa koncentrujú v zóne strmo ukлонenej od východu (Jalty) na západ pod Krymský polostrov do hĺbky 200 km (náznak krátkej Benioffovej zóny). V orogénnej kôre Kaukazu len v rokoch 1955—1964 bolo 6 zemetrasení s magnitudom  $M = 6—7$ , v anatskej oblasti v r. 1901—1955 vznikli zemetrasenia s  $M = 7,3$  a 10 zemetrasení s  $M = 6,8—7,2$ . Početné otrasy boli v rokoch 1900—1965 v balkánskej pričiernomorskej oblasti — 29 zemetrasení, z toho 3 s  $M = 6,5—6,7$ . V žiadnom pásme seizmoaktívnej kontinentálnej kôry sa zatiaľ nepodarilo zoradiť ohniská zemetrasení do nejakej zóny alebo plochy.

Geofyzikálny výskum kôry ukázal jej veľkú hĺbkovú členitosť a v podstate zoslabenie kôry v mediteránnej oblasti. Podobná stenčená kôra sa nachádza v čiernomorskej, kaspickej a perikaspickej oblasti (obr. 1). Tu je v panvách interpretovaná najväčšia hrúbka sedimentov a chýbajúca granitová vrstva. Charakter bazaltovej vrstvy je diskutabilný, nie je isté, či ide o relikty bázičkej kôry, bazifikáciu alebo silne komprimované sedimenty a metamorfiká. Dokazovanie granitovej vrstvy v rozsahu geologickej jednoty je problematické u moesijskej platformy, vo východnej časti Balkaníd (E. BONČEV 1979), pod Alboránskym morom a pri okrajoch Baleárskeho mora. V Ligúrskom mori granitová vrstva chýba. Redukovaná granitová vrstva má v jednotlivých megaštruktúrach rôzne rýchlosti pozdĺžnych seizmických vln ( $V_p$ ).

Geotermálne pole (V. ČERMÁK—L. RYBACH 1979) je veľmi členité (obr. 1) a tepelný tok so zdrojom v plášti dosahuje maximálne i minimálne hodnoty v Európe. Panvy s vulkanizmom majú vždy maximálne hodnoty. Nevyjasnené sú panvy nad plášťovou eleváciou s nízkym tepelným tokom. Pre Čierne a Juhokaspické more sa hľadá príčina v izolačných vlastnostiach veľkej hrúbky sedimentov (Ju. D. BULANŽE et al. 1975). Západné Stredomorie má vyšší tepelný tok ako východné, kde

Tabuľka 1 Údaje o hĺbnej stavbe a neogénnej sedimentácii v morských panvách v alpínsky mobilnej Európe

		Alboránske more	Baleárske more	Tyrrhenské more	Iónske more	Egejské more	Čierne more	Juhokaspická depresia	Sicílsky prieliv
maximálne hĺbky v m		1 500	2 800	3 400	4 114	1 000	2 250	990	1 100
hrúbka v km	kôry (v centre)	25 – 35	10 – 20	10 – 12	20 – 27	25 – 30	18 – 20	30 – 35	20 – 21
	z toho: granitovej vrstvy sedimentov	~10 1 – 3	0 – 3? 5 – 6 (8)	0 2,3 – 2,6 (8)	0 – 8 6 – 8	10 – 14 >2 (0,5)	0 – 15 8 – 15	0 – 5 8 – 28	7 – 10? 1,9 (6?)
	z toho: miocénnych pliocén-kvartérnych	1 – 1,5 0,5 – >1	4 – 5 0,5 – 1,5	2,1 0,2 – 0,5	2 – 64 0,2 – 0,5	<1? 0,2 – 0,8	3 – 5 1 – 2	<10 6 – 7	≤1 0,2
vek vulkanizmu (v miliónoch rokov)		18 – 1	12 – 10 a 1 – 0	11 – 0,5	> 10 ?	35 – 13 a 2,5 – 0	—	—	(5 – 1?)
súčasný vulkanizmus maximálny tepelný tok v $mWm^{-2}$		+	+	+	–	+	–	–	–
stredné hodnoty tiažové pole v $\mu m$		60 – 80 (65) +200 až +1 000	70 – 100 (98) až +1 800	110 – 170 (113) +1 000 až +2 400	50 (32) až +3 400	90 – 110 (69) +1 400	50 (36) ~+1 000	90 (60) ±0	40 – 50 >+100
hĺbka kanálu znížených $V_p$ v km		90 *(11 – 14)	70 *(1 – 3)	30	?	30 – 50	150	60 – 100	?
hrúbka litosféry		75 (40)	75 (40)	75 (40)	75	75	125	100	~100

\* crust – mantle mix s rýchlosťami P – vln 7,1 – 7,7 km/s (hrúbka v km)

Údaje o mediteránnej oblasti podľa: M. BOCCALETTI et al. (1976), M. LEMOINE (1978), K. J. HSU (1977), J. M. LORT (1977), F. HORVÁTH et al. (1981), z Egejského mora podľa J. C. DRAKOPOULOS (1976), M. FYTIKAS et al. (1980), z oblastí ZSSR podľa N. A. BELJAJEVSKIJ (1974).  
Tepelný tok podľa: V. ČERMÁK – L. RYBACH (1979), hrúbka litosféry kalkulovaná z tepelného toku V. ČERMÁKOM (1980).

Tabuľka 2 Údaje o hlbínnej stavbe a neogénnej subsidencii v recentných nemorských sedimentárnych panvách v alpsky mobilnej Európe

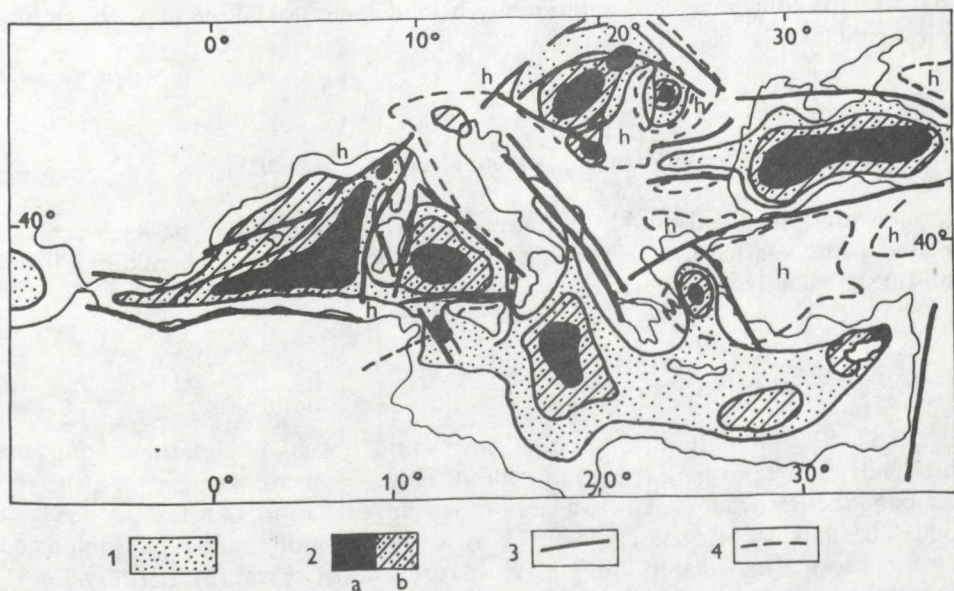
	Panónska panva	Transylvánska panva	Moesijská platforma	Perikaspická depresia
hrúbka v km: kôry	24 – 35	24 – 30	28 – 35	26 – 30
z toho: granitovej vrstvy sedimentov	10 – 19 11 – 14	8 – 10 7 – 8	5 – 10 7 – 15	0 – 15 10 – 22
z toho: miocénnych pliocén-kvartérnych	1 – 5* 2 – 4	3 – 6 0,1 – 0,8	0,5 – 1 1,3 – 1,6	~3? >2
vek vulkanizmu v mil. rokov	2 – 16,5	2 – 6	–	–
maximálny tepelný tok v $mWm^{-2}$ (stredná hodnota)	100 – 130 (95)	50 (40)	50 – 60 (40)	50 (40)
tiažové pole v $\mu m$	+100 až +150	$\pm 0$	$\geq \pm 100$	$> +100$
hlbka povrchu astenosféry v km	50	50	150	140
hrúbka litosféry	50	< 50	150	125 – 150

\* maximá v okrajových depresiách

Geologické a geofyzikálne údaje zo ZSSR (N. A. BELAJEVSKIJ, 1974 a JU. D. BULANŽE et al. 1975, V. B. SOLLOGUB et al. 1984).

z panónskej panvy – (L. STEGENA et al. 1975), z transylvánskej panvy a moesijskej platformy – (L. CONSTANTINESCU et al. 1973).

Tepelný tok podľa V. ČERMÁKA – L. RYBACHA (1979), hrúbka litosféry kalkulovaná z tepelného toku V. ČERMÁKOM (1980).



Obr. 1 Mediteránne elevácie vrchného plášťa. 1 — elevácie, 2 — vrcholy elevácií, a — 15–25 km pod povrchom, b — 30 km pod povrchom, 3 — hlavné strižné zóny, 4 — hranice vysokého (h) a nízkeho tepelného toku.

sa predpokladá prítomnosť africkej platne pod morom. V. ČERMAK (1980) z tepelného toku schematicky odvodil hrúbku litosféry. Porovnanie s inými údajmi o jej hrúbke uvádza tabuľka 1 a 2. Klenbovitá stavba 20 km hrubej astenosféry upadajúcej z hĺbky 30—50 km pod pevninskú kôru sa naznačuje pod Egejským morom (A. G. GALANOPOULOS—A. EKONOMIDES 1975). Tiež pod panónskou panvou hĺbkový rozdiel medzi vrcholným a južným krídlom elevácií má činiť 13 km (L. STEGENA et al. 1975). Všeobecne sa ukazuje, že v mediteránnej oblasti astenosféra tvorí členitú eleváciu upadajúcu pod európsky a africký kontinent. V prípade konvergencie litosferických platní by mala vzniknúť v astenosfére skôr depresia.

Vysoký tepelný tok pod panvami v západnej mediteránnej oblasti a v panónskej panve je sprevádzaný nízkymi hodnotami v orogénnej kôre s výnimkou betického pásma pri Alboránskom mori. Vo východnom Mediteráne, vrátane transylvánskej, balkánskej a ponto-kaspickej oblasti je opačný vzťah. Výnimkou je južná časť Egejského mora, Dinaridy a stredný Jadran. Severná časť Egejského mora má vysokotermálne pole spoločné s južnými Rodopami a západým Tureckom. Pontidná oblasť ako celok s Malým Kaukazom tvorí vysokotermálny južný lem chladného Čierneho mora.

Schéma hlbínnej stavby mediteránnej a periférnej oblasti naznačuje blokovú stavbu vrchného plášťa s významnou funkciou niektorých lineamentov, ktoré sa vyvíjajú a asi smerne narastajú. Napr. peripieninský lineament smerove naväzuje na eleváciu plášťa Baleárskeho mora a pádskej depresie (obr. 1). Neprejavuje sa pásmová stavba orogénov. Táto má v hlbinnom obraze charakter superponovanej stavby na stavbu blokovú, v ktorej sa neprejavujú segmentované okraje konvergentných platní koncipované v mediteránnych modeloch, pokiaľ ich neponoríme pod eleváciu plášťa.

### **Charakteristika sedimentárnych panví mediteránnej oblasti**

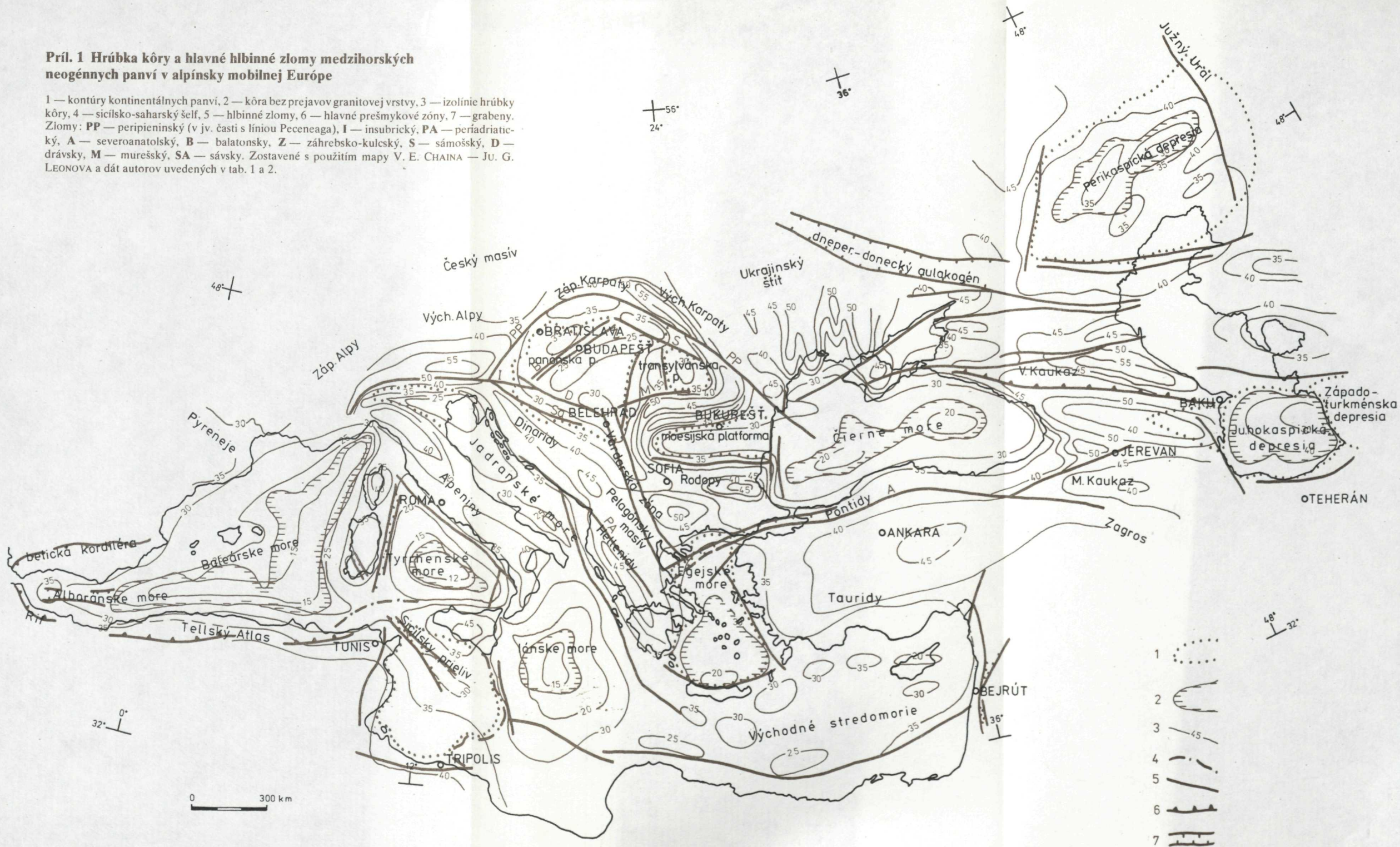
Stupeň preskúmanosti morských panví v porovnaní s panvami na kontinente je nízky, a preto sa líši i počet a kvalita geologických informácií charakterizujúcich hlbšiu stavbu a dynamiku panví.

#### **Alboránske more**

Eliptická depresia s riftom, najmenšia panva v tejto oblasti, je symetricky lemovaná orogénnym prstencom Betickej kordiléry, Rifu a Prerifu. Orogén je strižnými zlomami rozdelený na vonkajšiu a vnútornú príkrovovú zónu. Lahšia orogénna kôra oddelená zlomami od ťažkej panvovej kôry je pravdepodobne sčasti podsunutá pod vystupujúci plášťový diapír, ktorý má v s.-j. reze lievikovitý tvar (M. LEMOINE 1978). Podľa vrtných údajov (JOIDES, 13. plavba), klesanie začalo v tortóne, sedimenty ktorého transgredujú na kriedu, prípadne i granity. V sedimentoch neboli zistené messinské evapority. Na okrajoch kontinentov vystupujú zvyšky vnútorného masívu

**Príl. 1 Hrúbka kôry a hlavné hlbinné zlomy medzihoorských neogénnych panví v alpsky mobilnej Európe**

1 — kontúry kontinentálnych panví, 2 — kôra bez prejavov granitovej vrstvy, 3 — izolínie hrúbky kôry, 4 — sicílsko-saharský šelf, 5 — hlbinné zlomy, 6 — hlavné prešmykové zóny, 7 — grabeny. Zlomy: **PP** — peripieninský (v jv. časti s líniou Peceneaga), **I** — insubrický, **PA** — periadriatický, **A** — severoanatolský, **B** — balatonský, **Z** — záhrebsko-kulcký, **S** — sámošský, **D** — drávsky, **M** — mrešský, **SA** — sávsky. Zostavené s použitím mapy V. E. CHAINA — Ju. G. LEONOVA a dát autorov uvedených v tab. 1 a 2.



(Ghomaridy, marocký masív, Sierra Nevada) a miocénne sedimenty zodpovedajúce pravdepodobne okrajovej depresii pri pobreží Španielska. Členité dno s kryhovou stavbou je preniknuté vulkánmi. Hlavný rozvoj vulkanizmu sa viaže na burdigal až spodný pliocén. Alboránska panva vznikla pravdepodobne na vnútornom masíve s rudimentárnou, len miestami sializovanou granitovou vrstvou.

### Baleárske more

Panva členená na čiastkové depresie a elevácie má na povrchu pretiahnutý trojuholníkovitý tvar, ale v hlbinej stavbe má povrch horúceho plášťa skôr tvary izometrické. Seizmickým a geologickým výskumom boli zistené početné solné diapíry. Vznik panvy riftogenezou sa kladie do oligocén-miocénu (K. J. Hsü 1977), pre riftogenezu však chýbajú presvedčivé dôkazy. Maximálne hrúbky sedimentov sú v centrálnej časti panvy. Pod sedimentmi je 5 km hrubá kôra s fyzikálnymi vlastnosťami blížiacimi sa bazaltovej vrstve. Panva nemá konformný symetrický orogénny lem, jeho reprezentantom je len Tellský Atlas.

### Tyrrhénske more

Panva má na povrchu trojuholníkovitý tvar, ale elevácia plášťa pod oceánskou kôrou je viac izometrická. Povrchové tvary ešte nie sú prispôsobené reliéfu hlbinej stavby.

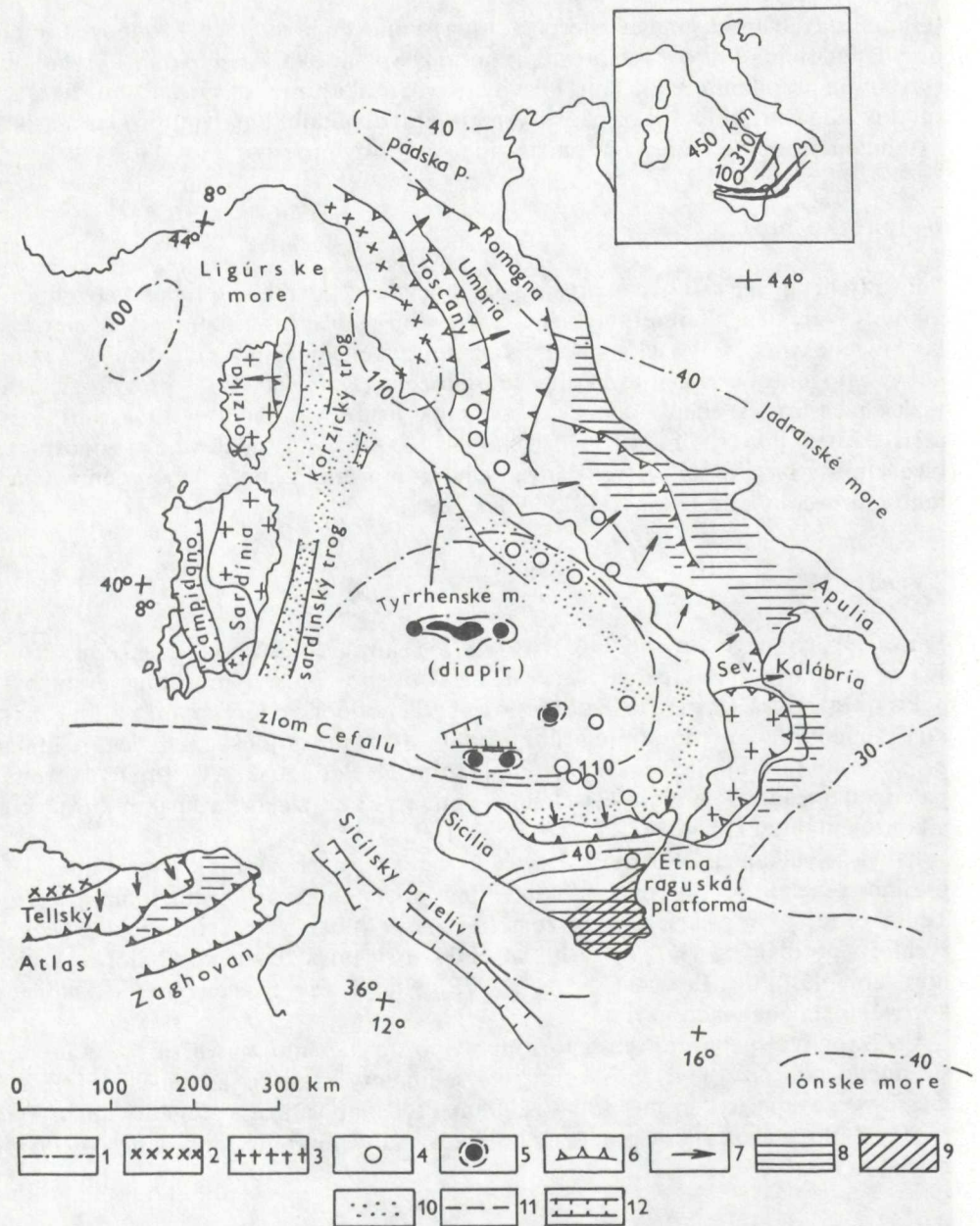
Pri okrajoch sú sčasti riftové depresie s pravdepodobne miocénnymi a pliocénnymi sedimentmi, ktoré dosahujú hrúbky 5000—8000 m: sardínska, korzická, Cefalu pri severnom okraji Sicílie, Gioia a Paola (obr. 2). Podmorské vyvýšeniny tvorené paleozoikom a triasom majú s.-j. členenie, súhlasné s korzicko-sardínskou eleváciou a kontinentálnou kôrou.

Panva je vulkanicky aktívna v dĺžke 650 km, s oceánskymi tholeitmi na abysálej plošine a alkalicko-vápenatými vulkanitmi pri apeninskej kontinentálnej kôre. Tento okraj je v pásme ohnísk zemetrasenia v hĺbke viac ako 100 km. Nízke rýchlosti pozdĺžnych vln ( $V_p$ ) v hĺbke 6000 m sú považované za vrchol elevácie horúceho plášťa (M. BOCCALETTI et al. 1976). Nie je však vylúčené, že ide o indície kôrového magmatického krbu.

Vznik panvy spadá do konca tortónu alebo do messinu, najväčšie klesanie do stredného pliocénu, kedy hlbokomorské sedimenty ostro nasadajú na miocénne messinské evapority, hrubé 400—1200 m. Predepositorové sedimenty sú hrubé 1800—2400 m a spevnený podložný komplex hrubý 4000 m je mezozoicko-paleozoického veku.

### Korzicko-sardínska elevácia

Je tvorená až 35 km hrubou kontinentálnou kôrou s veľkými vrchnokarbónskymi telesami granitov. Podľa kladného tiažového poľa možno usudzovať na tenkú granitovú vrstvu. Na Korzike sú známe ringové hyperalkalické granity nukleového



Obr. 2 Geologická stavba Tyrhénskeho mora. 1 — izolínie tepelného toku v  $mWm^{-2}$ , 2 — Kabyldy a toskánsky chrbát, 3 — granitoidy, 4 — alkalicko-vápenaté vulkanity, 5 — oceánske tholeity, 6 — príkrovy a prešmyky, 7 — smer tektonického transportu, 8 — neogénna predhlbeň, 9 — grabeny, 10 — okrajové depresie mora, 11 — predpokladané hlbinné zlomy, 12 — trogy. V pravom hornom rohu: približný tvar Benioffovej zóny. Upravené podľa A. CAIRE (1973), M. BOCCALETTIHO et al. (1976) a F. HORVÁTHA et al. (1981).



typu. Metamorfity sú hercýnskeho veku a predpaleozoické horniny tu neboli zistené. Marinné spodné paleozoikum, na Sardínii až 3,5 km hrubé, a slabé miestne prejavy sardínskej fázy (M. LEMOINE 1978) svedčia o predhercýnskom dlhodobom panvom vývoji.

Prítomnosť paleozoika sardínskeho typu na ostrovoch pri južnej časti Sardínie a metapelitov východne od Korziky napr. na ostrovoch Vercellis, Secchi alebo Isel nepodporuje modely o odtrhnutí obidvoch ostrovov od severnej pevniny a ich rotácie. Názory na rotáciu sa rôznia (K. J. HSÜ 1977) i spochybujú (B. BIJU-DUVAL et al. 1974).

V oligocéne v západnej Sardínii vznikli priekopové prepادلiny, z ktorých najväčšia — Campidano — bola aktívna i v kvartéri. V severnej časti priekopových prepadlín bol od oligocénu rozsiahly alkalicko-vápenatý vulkanizmus s hrúbkou vulkanitov vyše 1800 m. Spojitosť prepادلiny Campidano s prepadlinami v Sicílskom prielive naznačuje ich zhodný smer (obr. 2). Ofiolity vo východnej Korzike naznačujú spojitosť so Západnými Alpami.

### Západomediteránna oblasť — súhrn

Vyššie uvedené morské panvy sú súčasťou západomediteránnej tenkej kôry až oceánskeho typu, s rýchlym klesaním od pliocénu a s vulkanizmom. S výnimkou európskeho baleárskeho pobrežia je táto oblasť lemovaná alpínskymi tekto-orogénmi s vergenciou na vonkajšiu stranu (príl. 1), najmä v oblúkoch: gibraltárskom, kalábrijsko-sicílskom a apeninsko-alpskom (ligúrskom). Západomediteránna oblasť je veľkou eleváciou plášťa, členenou na čiastkové až kruhové elevácie korzicko-sardínskou eleváciou a pásom 35 km hrubej kontinentálnej kôry (obr. 1). Najvyššia a najaktívnejšia je tyrrhénska elevácia. Klesanie morského dna nebolo synchronne, ale dochádzalo k nemu od oligocénu do stredného miocénu s prerušením messinskou soľnou krízou — striedavým vysychaním a zaplavovaním depresie koncom tortónu. Rýchle poklesy nastali až v pliocéne. Charakteristickým znakom je stenčená kôra s netypickou, fyzikálne nevýraznou alebo chýbajúcou granitovou vrstvou.

V severnej časti je Ligúrske more s bezgranitovou kôrou až 15 km hrubou oddelené apeninskou kôrou — Liguridami a Tuskanidami s čelnou molasou od veľkej, skôr lineárnej mobilnej panvy rieky Pád, typickej medzihorskej depresie. Panva sa napája na Jadranské more, ale má i voči západnej oblasti charakter okrajovej depresie. Tiažové pole je kladné i cez 3—4 km hrúbku pliocénu a až 2 km hrúbku kvartéru v delte rieky. Oblasť recentne klesá a je pravdepodobne pred novou morskou transgresiou (benátska nížina). Panva bola v tortóne súčasťou mediteránneho mora (evaporitová séria), ale na severe bola počas alpského tektonizmu zvrásnená. Alpská zóna Ivrea sa stáča k JV a v jej pokračovaní sú ligúrske ofiolity. Priestorove nadväzuje na oceánsku kôru Ligúrskeho mora. Korzické ofiolity pravdepodobne nadväzujú na severné Tyrrhénske more.

Apeniny a kalábrijsko-sicílsky oblúk majú príkrovovú stavbu (obr. 2) s nasunovaním hlavne v miocéne, pred subsidenciou v Tyrrhénskom mori. Podľa A. CAIRE (1973) pohyby vyvolal plášťový diapír pred kolapsom.

## Sicílsky prieliv

Sicílsky prieliv spája západnú a východnú mediteránnu oblasť. V prielive bola zistená prepadlina, ktorá leží v pásme ďalších priekopových prepadlín s najväčšími hĺbkami mora. Okrúhla platňa afrického šelfu je pravdepodobne súčasťou klesajúcej saharско-raguskej platformy. Prvkami hlbínnej stavby a tvarom pripomína panvy na mobilizovanej kontinentálnej kôre (viď tab. 1). Nemá však medzihorskú, ale okrajovú pozíciu. Evapority tu neboli zistené. Subsistencia tu začala pravdepodobne v pliocéne a jej intenzita stúpa od kvartéru. Terciérne sedimenty hrubé asi 1700 m sa prisudzujú k platformovému pokryvu, ktorý sa tvoril pravdepodobne od paleozoika.

## Iónske more

Podľa reliéfu dna je polygonálnou depresiou bez orogénneho lemu. Na SV je však táto depresia obmedzená mediteránnym chrbátom. Údaje o hlbínnej stavbe — zatiaľ ojedinelé — ukazujú na možnú príslušnosť ku kategórii ensimatických morských panví. Podmorské hory sú pravdepodobne staré vulkány zatiaľ neznámeho veku (pliocén?).

## Mediterránný chrbát

Prebieha východným Stredomorím, pozdĺž egejského oblúka k taurskému oblúku, ktorého súčasťou je Cyprus. Je seizmicky aktívny s ohniskami v hĺbke 60—100 km (J. M. LORT 1977). Podľa seizmických údajov hrúbka sedimentov dosahuje 4—11 km, hrúbka kôry 20—35 km. Tepelný tok je nízky, až  $20 \text{ mWm}^{-2}$ . V chrbáte možno predpokladať príkrovovú stavbu a sama megaštruktúra predstavuje asi mladý rozvíjajúci sa orogén (geantiklinálneho typu). Na refrakčnom profile OGST MS-51 (N. E. NAIRN et al. 1977) bolo indikované južne od Kréty vankúšovitité teleso (mantle plume) v hĺbke nad 100 km, v nadloží s radiálne orientovanými zlomami, hlavne u okrajov vankúša. Pravdepodobne ide o diapír zatiaľ neznámeho zloženia.

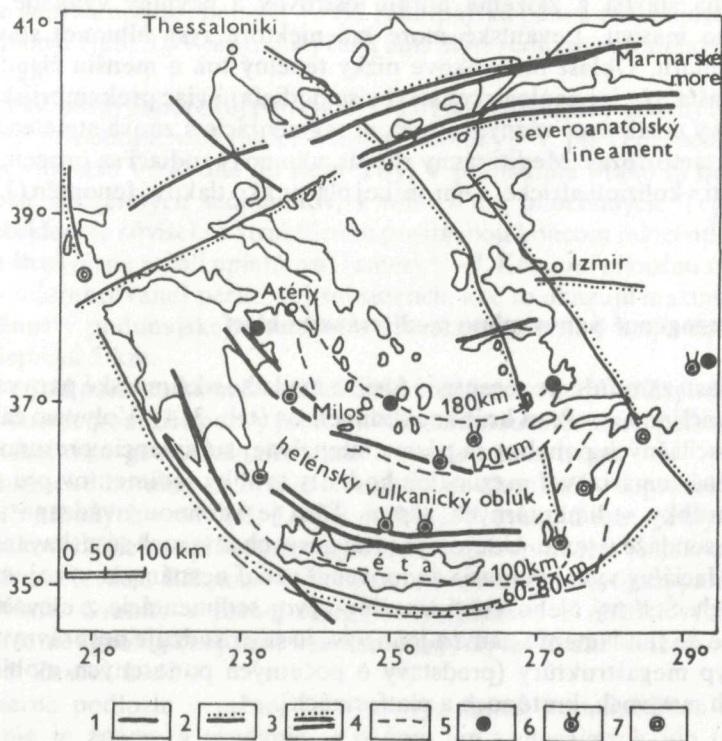
## Egejské more

Oválna depresia vnútri prekambrijských masívov a alpínskeho orogénneho helénskeho oblúka má kryhove členené pobrežie i dno s početnými ostrovmi. More vzniklo vo vrchnom miocéne rozpadom kontinentálnej kôry, v severnej časti riftogenézou. Do subsidencie boli tiahnuté i časti sialických masívov: pelagonského, srbsko-macedónskeho a mendereského. Do severnej polovice mora smeruje vardarský a severoanatolský lineament. V mieste ich styku prebiehal najdlhšie alkalicko-vápenatý a alkalický vulkanizmus: od začiatku oligocénu do začiatku sarmatu a v druhej fáze od vrchného pliocénu do kvartéru (M. FYTIKAS et al. 1980). Šošonity sú známe od egeru až do recentu. Panva má okrajové depresie: krétsky trog od

Peloponézu po Rhodos a severoanatolskú priekopovú prepaddinu s riftovou depresiou Marmarského mora. Vek a hrúbka ich sedimentárnej výplne nie sú zatiaľ známe. Rifty zasahujú do pevniny — dardaneluský a izmitský graben na severoanatolskom lineamente. Panva je dnes prepojená s Čiernym morom. V miocéne bolo prepojenie širšie cez tráčku depresiu.

Podobne ako v Tyrhénskom mori je ohniskami zemetrasenia až do hĺbky 180 km indikovaná čiastková oblúkovitá Benioffova zóna (obr. 3), lemovaná v súčasnej dobe aktívnym vulkanickým oblúkom v pásme ohnisk hlbších ako 100 km. V egejskej oblasti vzniklo za posledných 70 rokov 52 % ohnisk zemetrasenia z celkového počtu zemetrasení ktoré vznikli v balkánskej oblasti (J. C. DRAKOPOULOS 1976). Centrálna časť panvy je aseizmická.

Údajov o hrúbke sedimentov j zatiaľ málo. Údaje z helénskej prepaddinu (asi 10 km sedimentov, z toho 1 km evaporitov a 1,8 km pliocén-kvartéru) a Levantského mora (10—15 km kôry v centrálnej časti, 25 km na okrajoch, asi 4 km granitovej vrstvy, 12 km sedimentov; z toho 8,7 km predbádenských s mezozoikom, 1,1 km



Obr. 3 Tektonická stavba Egejského mora. 1 — neotektonické zlomy, 2 — seizmoaktívne zóny s plytkými ohniskami  $M \geq 5$ , 3 — geologicky evidentné zlomy, väčšinou neotektonické, 4 — izolínie hlbok ohnisk s  $M \geq 7$  za roky 1901—1970, 5 — ohniská v hĺbke 180 km, 6 — ohniská v hĺbke 100—150 km, 7 — ohniská v hĺbke menšej ako 100 km. Upravené podľa J. C. DRAKOPOULOSA (1976) a V. KÁRNÍKA (1973).

pliocén-kvartérnych) nie je možné extrapolovať do Egejského mora. Vývoj tu začal neskôr a subsidencia bola asi pomalšia ako v oblasti južne od helénskeho oblúka.

Na Kréte sa v strednom miocéne uložilo niekoľko sto metrov hrubé súvrstvie klastických kontinentálnych sedimentov transportovaných zo severu. R. D. SCHULING (1973) usudzuje o minimálne 1 km výzdvihu a denudácii pred vznikom mora, vplyvom výstupu plášťového diapíru. Podľa M. FYTIKASA et al. (1980) zloženie predmiocénnych hornín je známe len z niektorých ostrovov: paleozoické fylity na ostrove Skyros a Evia, perm z príkrovu ostrova Paos, mezozoikum miestami s ofiolitmi z ostrova Samothraki. Nevyjasnený je tesný styk dvoch metamorfóz, staršej barovienskej s glaukofánmi a mladšej Abukuma spojenej s granitmi. Väčšina ostrovov severnej a centrálnej oblasti je tvorená kenozoickými horninami. Staršie metamorfity vykazujú rádiometrický vek 40—50 mil. rokov (ostrovy Milos, Siphnos a Naxos); vrchný oligocén až spodný miocén (ostrov Seriphos)—J. SALEMINK (1980).

### Východná mediteránna oblasť

Heterogénna stavba a zloženie hornín ostrovov a pevniny vylučuje existenciu mediánneho masívu. Levantské more má niektoré rysy hlbínnej stavby blízke Čiernemu moru. Oblasť má celkove nízky tepelný tok a menšiu členitosť nízkej elevácie plášťa. Na jej geologickej stavbe sa podieľajú viac prekambrijské kryštalické masívy postihnuté rôznym stupňom segmentácie a znova stmelené (dvojaká egejská metamorfóza). Mediteránny chrbát, ako nový rodiaci sa orogén, je dávaný do súvislosti s kolíziou africkej a európskej platne ako tlakový fenomén (J. F. DEWEY et al. 1973).

### Európske neogénne panvy mimo mediteránnu oblasť

K tejto oblasti zaraďujeme recentné i fosílné medzihorské morské panvy paratetýdnej zóny, väčšinou s veľkou hrúbkou sedimentov (tab. 3, 4). Vplyvom časovopriestorových oscilačných pohybov sa pásma intenzívnej subsidencie presunovali. Preto nie je možné sumarizovať maximálne hodnoty hrúbky sedimentov pre stanovenie celkovej hrúbky sedimentárnych výplní. Táto je väčšinou uvádzaná na základe seizmickej sondáže v texte. Údaje o predterciérnych útvaroch sú získavané z elevácií a hrúbky i faciálny vývoj nemusia zodpovedať zatiaľ neznámym vývojom v depresných zónach. Šelfový alebo kontinentálny vývoj sedimentácie z elevácie sa často extrapoluje do fundamentu panví a jeho vývoju sa prisudzuje nesprávny tektonický režim a typ megaštruktúry (predstavy o početných ponorených mobilizovaných vnútorných masívoch, kratónoch a platformách).

### Panónska panva

Hlbšia stavba panvy je dobre preskúmaná i vrtmi. Na 1 km<sup>2</sup> pripadá 85 m vrtov. Podrobné geologické a geofyzikálne údaje sú uvedené v mnohých novších prácach,

na ktoré odkazujeme: L. STEGENA et al. (1975), M. BOCCALETTI et al. (1976), G. WEIN (1969), D. VASS (1979), F. HORVÁTH et al. (1981) V. V. SEMENOVIC—Ju. G. NAMESTNIKOV (1981), F. ČECH (1982), F. ČECH—J. ZEMAN (1980, 1982) a ďalší.

Okraj panvy je sprevádzaný hlbokými lineárnymi depresiami na hlbinných zlomoch a oválnymi depresiami na zlomoch obmedzených kryhách alebo blokoch. V týchto okrajových depresiách miocénna subsidencia bola energetickejšia ako v centrálnej časti panvy. Od panónu a najmä v pliocéne došlo k inverzii (tab. 3). K okrajovým depresiám sa niekedy zaraďuje i viedenská panva, ktorá má podobný subsidenčný rytmus (pliocén + panón 500—1000 m, ostatný miocén 3000—6000 m), ale pozíciou na vonkajšej strane Západných Karpát sa jej hlbinná stavba líši od ostatných periférnych panví. K okrajovým panvám patrí i oválna depresia štajerskohradecká, ktorá leží východne od mesta Graz. K nej prilieha murská depresia, režim subsidencie ktorej má prechodné znaky s režimom subsidencie v centre panónskej panvy. Svojou pozíciou je k okrajovým depresiám blízka paleogénna panva Budys hrúbkou eocén-egeru až 2500 m (D. VASS 1979) — obr. 4. V periférnej zóne reprezentuje najstaršiu intenzívnu subsidenciu v blízkosti začínajúceho alkalicko-vápenatého vulkanizmu. V ostatných okrajových depresiách bola paleogénna subsidencia asi pomalá — viď zakarpatská panva zahrňujúca východoslovenskú panvu (tab. 3), v centrálnej časti bola silne redukovaná alebo celé oblasti mierne stúpali.

Severný a sv. okraj panónskej panvy bol v neogéne vulkanicky aktívny (povrchové usporiadanie pripomína vulkanické ostrovné oblúky). V pliocéne bola najväčšia subsidencia v oblasti východne od rieky Tisy. V prepadline Mako sa odhaduje až 6 km hrúbka neogénnych sedimentov, z toho 4 km pliocénnych. Tento presun maxima subsidencie súvisel so štruktúrnou prestavbou koncom miocénu a v pliocéne, kedy sa štruktúrne začali uplatňovať i smery S—J. Koncom pliocénu sa vyrovnali i rozdiely v diferencovanej periférnej subsidencii, ako to ukazujú maximálne hĺbky bázy neogénu: v podunajskej, murskej a drávskej depresii 6 km, v zakarpatskej a sávskej depresii 5 km.

Starší vývoj od paleozoika určovali štruktúrne línie smeru SV—JZ, podmieňujúce i blokové členenie podložja panvy (obr. 4). Maximum subsidencie v paleozoiku bolo v igtal-bükkskej rifto-geosynklinále, v kriede v solnockom trógu.

Predpaleozoické horniny sú známe zo sialického elevačného šoproňského bloku a niektorých hlbokých vrtoch (B. JANTSKY 1976). Prevažujú metapelity a amfibolity, bez znakov väčšieho uplatnenia migmatizácie. Granitizácia je známa až z karbónu (lineárna elevácia Balaton—Velence s redukovaným vývojom paleozoika — okolo 1000 m). Granity v južnej časti panvy (Mecsek a oblasti východnejšie) môžu patriť k inej geologickej jednotke nadväzujúcej na srbsko-macedónsky masív (F. ČECH—J. ZEMAN 1982).

Predterciérne podložie v južnej časti panvy, najmä pod drávskou a sávskou depresiou nie je známe a usudzuje sa o ňom len z elevačných zón (chýbajúce mezozoikum) alebo z Dinarid. Tiež tu sú preukázateľné granitoidy až z karbónu. Mezozoikum má malé hrúbky (2—3 km), výnimku tvoria kriedové trógy (až 3800 m kriedových sedimentov) a čiastkové jurské depresie (do 1700 jurských sedimentov). Početné prešmyky a zošupinatenia v dinaridnom orogénnom leme boli príčinou

Tabuľka 3 Rýchlosť subsidencie vo fanerozoiku v hlavných panvách a ich okrajových depresiách (hrúbky vrstiev v m)

Útvary	Panvy							
	panónska	okrajové depresie				murská	štajersko-hradecká	transylvánska
		podunajská	zakarpatská	drávska	sávska			
kvartér- pliocén	2000 – 4000	<500	0 – 500	300 – 2700	0 < 200	1000 – 2000	500 – 1000	150 – 800
miocén	100 – 1000	2000 – 4500	1000 – 3000	2000 – 4000	3000 – 5000	2000 – 4000	1000 – 2000	3200 – 6400 +
paleogén	0 – 2000	1000	1500	300 – 1000*?	100 – 1000*?	viď panónska		700 – 1470
krieda	400 – 2100		100 – 150		} 0			1700 – 2400 +
jura	350 – 4000		<300	?				
trias	850 – 2700		<100					
perm	800 – 3000	>100**	>500**	>300*	>300*	viď panónska	>100	
karbón	0 – 1500	>100?***	>500**	~500*	~500*			
devón	>800	>200**	?	?	?			
silur- -kambrium	1000 – 3500 (po ordovik)	?						
vrch. prote- rozoikum	>1000							

Vysvetlivky: v. – vrchný, s. – spodný, \* – odhad podľa dinaridnej oblasti, \*\* – odhad, + – maximá z okrajových depresií.

Údaje: pre vnútrokarpatské panvy, moesijskú platformu, severo-západočernomorské depresie – V. V. SEMENOVIC – J. U. G. NAMESTNIKOV (1981), [ďalšie, často vyššie hodnoty hrúbky miocén-pliocénnych sedimentov pre panónsku panvu uvádza D. VASS (1979)], transylvánsku – J. G. CIUPAGEA et al. (1970), moesijskú platformu – T. V. STRELCOVA – J. A. SAPUNDZIEVA (1970) in V. V. SEMENOVIC – J. U. G. NAMESTNIKOV (1981).

tektonického zväčšenia hrúbky a poklesnutia fundamentu do hĺbok 6–10 km, miestami do 15 km v súlade s narastajúcou hrúbkou orogénnej kôry.

Orogénny lem panónskej panvy, s výnimkou diskordantného vzťahu srbsko-macedónskeho masívu, Východných a Južných Álp, je až oblúkovito konformný s okrajom panvy. Ku karpatskému orogénnemu prstencu patrí len sz. časť Karpát a jeho pokračovanie tvoria Mt. Apuseni.

### Transylvánska panva

Táto plynosná depresia je dobre preskúmaná 1100 m hlbokými vrtmi (najhlbší vrt 4533 m). Panvu považujeme za samostatnú megaštruktúru, hoci jej režim subsidencie bol rovnaký ako v okrajových depresiách panónskej panvy (tab. 2, 3). Panva má vlastné orogénne obmedzenie: východo- a juhokarpatské, s kôrou hrubou 40–48 km a apusénske, s kôrou hrubou 28–38 km (príl. 1).

Podložie bolo navrátené pri okrajoch a je tvorené prevažne metapelitmi, miestami kvarcitmi. Sialické horniny známe z okolitých orogénov neboli zistené. D. GIUSCA et al. (1969) udáva vek kryštalinika ako karelský. Podložie sedimentov je v centre zakliesnené až do hĺbky 8 km (obr. 5). Subsidencia začala koncom kriedy (v centre 640 m, pri okrajoch až 1350 m hrubé uloženiny), kulminovala v miocéne a stagnovala v pliocéne. Transylvánska panva sa od panónskej panvy líši režimom klesania a predbádenskou prešmykovou stavbou (väčšina kryštalinika cez mezozoikum). Od

tab. 3 – pokračovanie

moesijská	Depresie					
	okrajové depresie					
	varňanská	getická	bejleštská	lomská	dolno-kamčijská	Predbalkán
1300 – 1600	>30	0 – 500	50 – 300	0 > 20	0 > 10	vzdvihy
500 – 1000	350	2000 – 3000	500	900	0 – 370	
1700 – 4000	30 – 675	3600 – 3750	< 100	1000	2100 – 3000	denudácia s. 2800
1500 – 2500	320 – 1600	v. 2000	v. 3800	4300	1600 – 2500	
1000 – 2000	70 – 380	250 – 300	?	250 – 800	1500	
1800 – 2000	2500	?		1600	3000	
500 – 1000	} 2000 – 2600			}	} permo-trias 1000?	} 2000
1000						
} 1500 – 2000	} 4000				} 4000?	
~ 5000	~ 5000				~ 5000?	

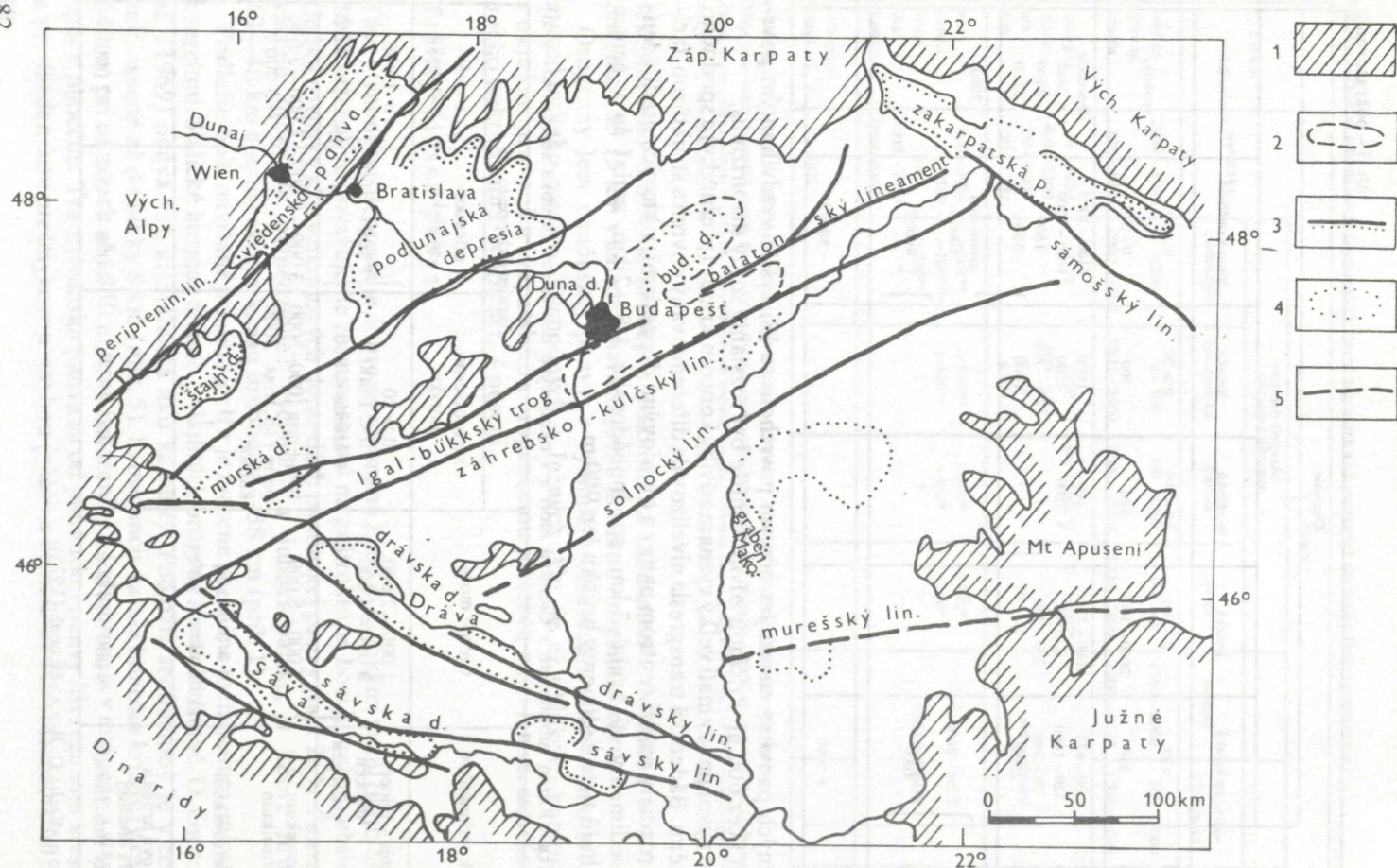
ostatných panví so súčasným nízkym povrchom sa líši vyššie vyzdvihnutým povrchom i cez 600 m. Príčinou zdvihov môže byť rozsiahly soľný diapirizmus.

Pre vývoj panvy mali veľký význam zdvihy koncom kriedy (prešmyky) a spodného miocénu. Bádenská transgresia nivelizovala diferencovaný povrch a štruktúrne-faciálne rozdiely medzi centrom panvy a okrajovými depresiami, v ktorých predbádenské sedimenty sú hrubé 3 km, spodnobádenské 1,8–2 km, zatiaľ čo v centre dosahujú tieto sedimenty hrúbku len 900 m.

Tabuľka 4 Režim subsidencie v Čiernom mori a v okrajových depresiách (hrúbka sedimentov v m)

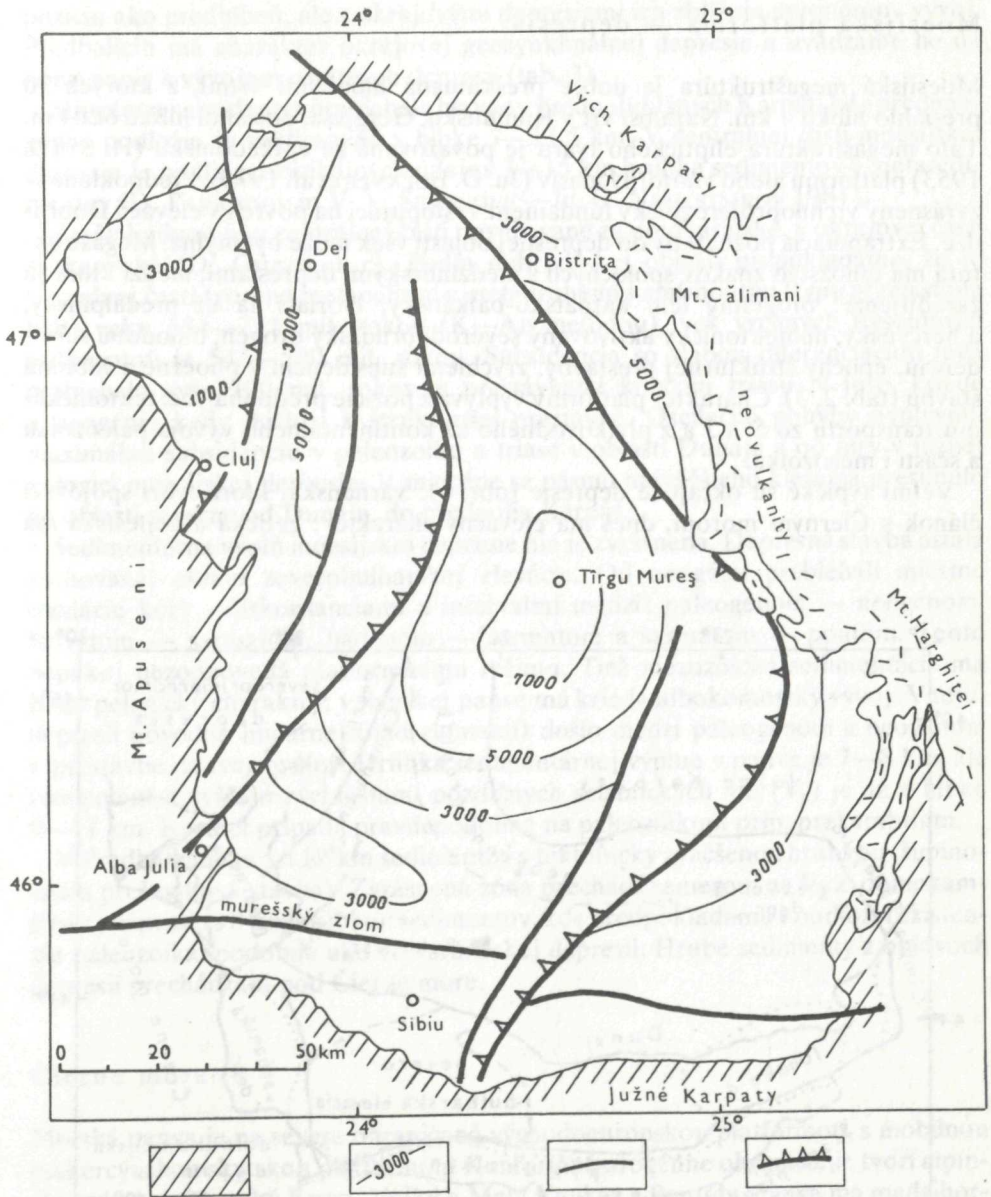
Vek sedimentov	Čierne more	Okrajové depresie		
		severočierno-morská	odessko-sivašská	indolo-kubánska
kvartér – pliocén miocén paleogén	1 000 – 2 000 3 000 – 5 000	0 > 20 0 < 1 000 + krieda < 800	} 1 500 – 2 000	} > 1 000 2 000 – 4 500
mezozoikum paleozoikum proterozoikum	2 000 – 8 000  ~ 5 000 ? v bazaltovej vrstve?	trias + jura 1000–3000 perm + sp. trias 3000 karbón 4500		
celková hrúbka podľa dnešnej hĺbky fundamentu	8 000 – 14 000	7 000 – 9 000	4 000 – 7 000	12 000

Údaje podľa JU. D. BULANŽE et al. (1975).



Obr. 4 Hlavné lineamenty a okrajové depresie panónskej panvy. 1 — elevácie s predneogénnymi komplexami, 2 — paleogénna budínska panva, 3 — okrajové depresie, 4 — silne mobilné úseky vo vnútri panvy s viac ako 2 km hrúbkou neogénno-kvartérnych sedimentov, 5 — hlbinné zlomy. Upravené podľa M. BOCCALETTIHO et al. (1976). D. VASSA (1979) a F. ČECHA—ZEMANA (1982).



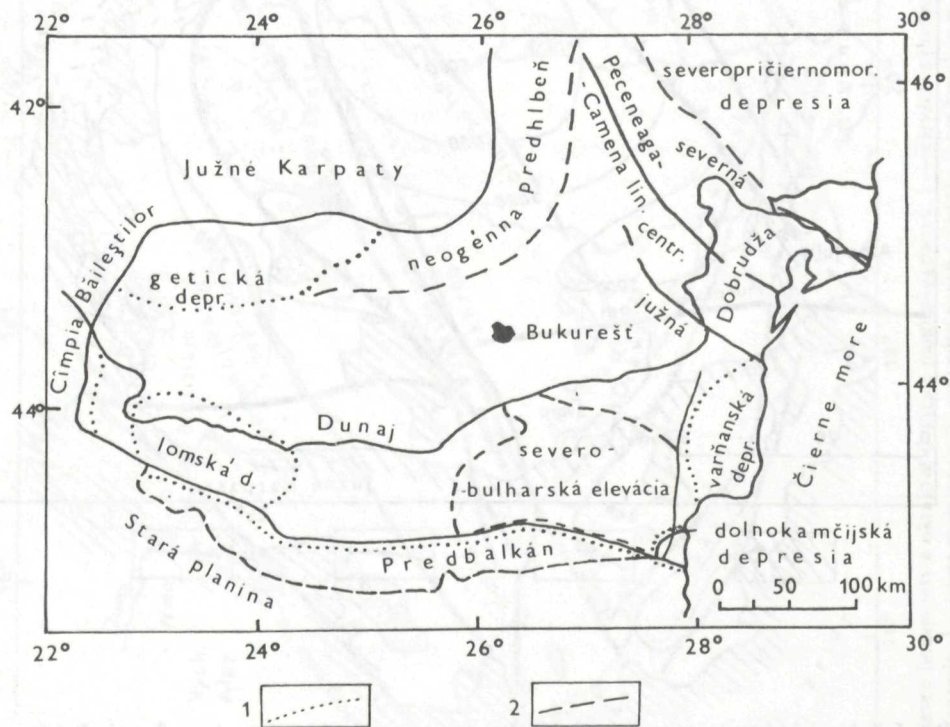


Obr. 5 Tektonická stavba transylvánskej panvy. 1 — predneogénne komplexy, 2 — izohypsy povrchu fundamentu v m, 3 — zlomy, 4 — prešmyky. Upravené podľa Tektonickej mapy Rumunska (1970) a V. V. SEMENoviČA—Ju. G. NAMESTNIKOVA (1981).

## Moesijská platforma — depresia

Moesijská megaštruktúra je dobre preskúmaná hlbokými vrtmi, z ktorých 30 presiahlo hĺbku 4 km. Najhlbší vrt v Rumunsku, Gergjasa, dosiahol hĺbku 6204 m. Táto megaštruktúra eliptického tvaru je považovaná za epikadómsku (H. STILLE 1953) platformu alebo vnútorný masív (Ju. D. BULANŽE et al. 1975). Predpokladá sa zvrásnený vrchnoproterozoický fundament vystupujúci na povrch v elevácii Dobruďže. Extrapolácia poznatkov do depresnej oblasti však môže byť mylná. Megaštruktúra má množstvo znakov spoločných s medzihorskými depresiami, medzi ktoré ju zaraďujeme: orogénny lem karpatsko-balkánsky, tvoriaci sa už predalpínsky, a hercýnsky, neotektonicky aktivovaný severodobruďžský orogén, dlhodobú subsidenciu, epochy štruktúrnej prestavby, zrýchlenú subsidenciu v pliocéne a hlbinnú stavbu (tab. 2, 3). Charakter platformy vyplýva z pozície predpolia voči tektonickému transportu zo S a J a z plytkovodného až kontinentálneho vývoja paleozoika a sčasti i mezozoika.

Veľmi typické sú okrajové depresie (obr. 6): varňanská, ktorá tvorí spojovací článok s Čiernym morom, dnes má elevačný charakter; getická a hejleštská má



Obr. 6 Moesijská platforma — depresia a jej členenie. 1 — okrajové depresie, 2 — významné tektonické jednotky.

pozíciu ako predhlbeň, ale s okrajovými depresiami ich zblízuje autonómny vývoj. Predbalkán má charakter okrajovej geosynklinálnej depresie a uvádzame ho na porovnanie s vývojom ostatných depresíí (tab. 3).

Miocénna subsidencia prebiehala hlavne v predpolí Južných Karpát, kde predneogénne podložie je zakliesnené v hĺbke 7—11,5 km. V centrálnej časti moesijskej depresie je podľa geofyzikálnych údajov 7—15 km hrúbka sedimentov a metasedimentov (D. PARASCHIV in V. V. SEMENOVIC—Ju. G. NAMESTNIKOV 1981).

Kryštalínium je v centrálnej časti považované za predkarelské, v okrajovej časti za karelské (D. GIUSCA 1. c). Podľa dobrudžskej oblasti prepokladáme, že je v spodnej časti tvorené metapelitmi a metadrobami s amfibolitmi (typu green stone belt) veku 634—711 mil. rokov (K—Ar metódou), vek vrchných flyšoidných sedimentov je 542—590 mil. rokov. Subsidencia so slabou diferenciáciou teda prebiehala vyše 700 mil. rokov, s prestávkami koncom triasu, v jure, kriede a neogéne, kedy došlo i k štruktúrnej prestavbe. Oscilačné pohyby ovplyvnili maximálnu subsidenciu v paleozoiku a triase v oblasti Dunaja a od jury v južnej polovici moesijskej depresie. V miocéne sa pásmo najväčšieho klesania presunulo do oblasti severne od Dunaja, do predpolia Karpát.

Sedimentárna výplň moesijskej depresie nie je zvrásnená. Depresná stavba ostala zachovaná, okrem severobulharskej elevácie. Od neogénu prebiehali miestne oscilácie kôry s diskordanciami a intervalmi medzi: paleogénom — neogénom, helvétom — sarmatom, bádenom — sarmatom a sarmatom — pontom. Tento nepokoj nezodpovedá platformnému režimu. Tiež mezozoická sedimentácia má často pelagický charakter, v lomskej panve má krieda hlbokomorský vývoj. V tejto depresii pôvodne lineárnej (nad zlomami) došlo medzi paleogénom a neogénom k prestavbe na tvar oválny. Hrúbka sedimentárnej výplne v panve je 7—8 km, ale fundament s vyššími rýchlostami pozdĺžnych seizmických vln ( $V_p$ ) je až v hĺbke 9—11 km. Rozdiel pripadá pravdepodobne na paleozoikum príp. prekambrium.

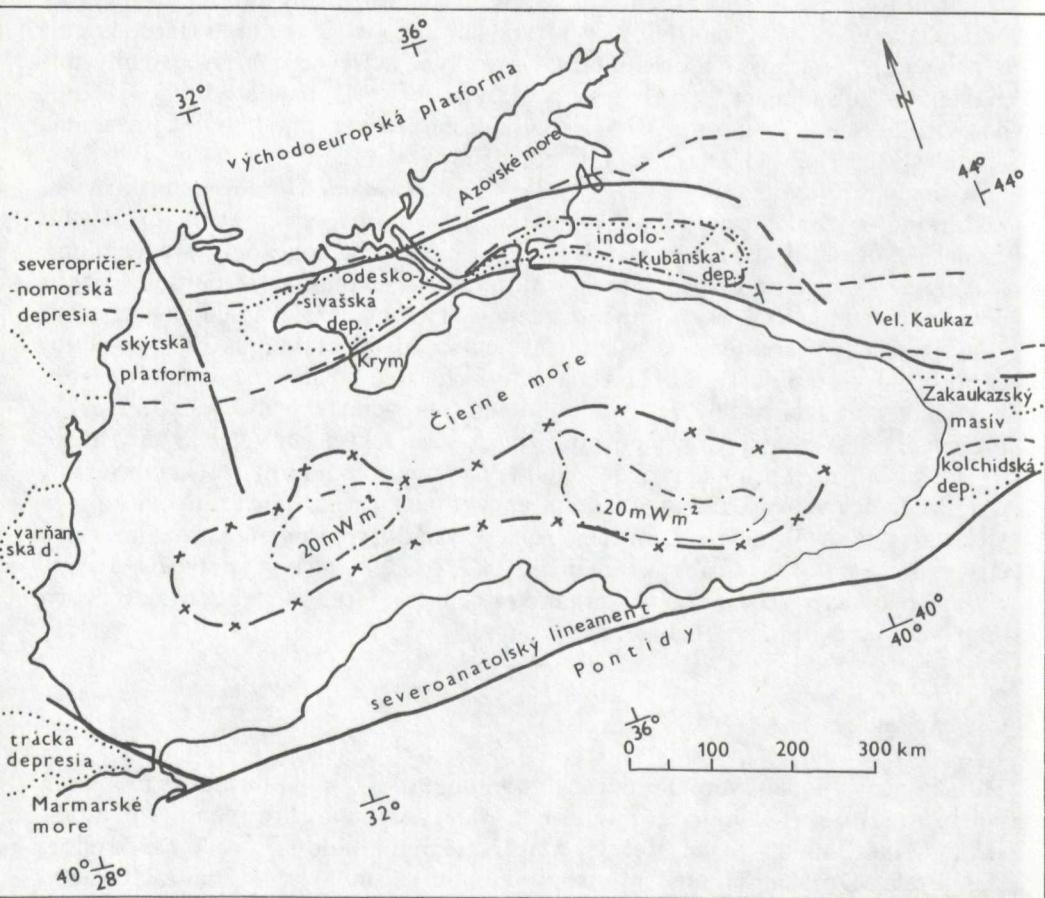
V Predbalkáne je asi 12 km sedimentov s tektonicky zväčšenou hrúbkou (šupinovitá a prešmyková stavba). Zvrásnená zóna prechádza smerom na V do dolnokamčijskej depresie s 8 km hrúbkou sedimentov, kde predpokladáme v podloží i existenciu paleozoika, podobne ako vo varňanskej depresii. Hrubé sedimenty z obidvoch depresíí prechádzajú pod Čierne more.

## Čierne more

Morská panva je na severe ohraničená východoeurópskou platformou, s mobilnou epihercýnskou skytskou platformou. Konformné orogénne ohraničenie tvorí alpínsky zvrásnený horský Krym, Veľký a Malý Kaukaz a Pontidy. Panva má medzihorskú pozíciu. Orogénmi prebiehajú strižné hlbinné seizmoaktívne zlomy: Hlavného chrbta Kaukazu (Glavnyj Chrebet), gagra-muchurský (Južný zlom), severoanatolský v Turecku a v severnej časti krymský zlom (medzi Simferopolom a Kerčom), pokračovaním ktorého v sv. časti je zlom achtyrský, hlavným prešmykom prechádzajúcim do Hlavného chrbta. Severoanatolský zlom s bradlovým štýlom (až melanžou) je pravostranným horizontálnym posunom s kilometrovými pohybmi

v pliocén-kvartéri. Tiež ostatné zlomy sú posunmi kombinované s prešmykmi a poklesmi. Z ukrajinského štítu kosmo prebiehajú zlomy smeru SSZ—JJV, z ktorých najvýznamnejší je zlom odeský, trasovateľný až po vymiznutie granitovej vrstvy. Vo vnútri aseizmickej panvy nie sú žiadne geofyzikálne indície pre existenciu hlbinných zlomov.

Čiernomorská panva je lemovaná čiastkovými okrajovými depresiami (tab. 4, obr. 7) s rozvojom subsidencie pred pliocénom, ale i s recentným klesaním, až 2,7 mm/rok. V kolchidskej depresii je až 8 km hrúbka sedimentov oligocén-kvartérneho veku. Trácka depresia s osou smeru Z—V je vyplnená morským stredným eocénom až oligocénom a kontinentálnym miocénom a pliocénom. Podložie je poklesnuté do hĺbky 6,5 km. Údaje o hrúbkach (väčšinou geofyzikálne) a stratigrafii



Obr. 7 Čiernomorská panva a členenie jej okrajov. 1 — izolínie minimálneho tepelného roku, 2 — okrajové depresie, 3 — vnútorný masív a skýtska platforma, 4 — oblasť bez granitovej vrstvy, 5 — zlomy. Upravené podľa Ju. D. BULANŽE et al. (1975).

sedimentárnych komplexov nie sú úplne alebo chýbajú, preto v tab. 4 uvádzame len dostupné informácie. Okrajové depresie sú dnes na kontinentálnej kôre až 45 km hrubej.

V Čiernom mori subsidencia prebiehala rýchlejšie ako sedimentácia, ktorej tempo v strednom holocéne bolo 7—12,6 cm a pri okrajoch až 65 cm/1000 rokov. Najväčšie hrúbky sedimentov, 14 km, sú v západnej polovici Čierneho mora, v mieste najtenšej kôry (uvádza sa len 18 km). Tu je tiež najväčšia redukcia hrúbky bazaltovej vrstvy.

Obdobie vzniku morskej depresie je stále diskutované (viď Ju. D. BULANŽE et al. 1975): koniec neogénu (podobne ako Egejské more s predchádzajúcim suchozemským vývojom), začiatok pleistocénu, začiatok miocénu alebo koniec paleogénu. Existujú však i názory o kriedovom a staršom veku, čo je s ohľadom na vyššie uvedené geologické poznatky pravdepodobnejšie.

### Moesijsko-pontická depresia

Vývoj sedimentácie vo varňanskej a dolnokamčijskej depresii ukazuje pokračovanie veľkých hrúbok predterciérnych sedimentov z východnej moesijskej depresie do západnej časti Čierneho mora. Spoločnými prvkami sú i z.-v. štruktúrne smery a nadväznosť eliptického tvaru mora na západ. Čierne more sa ako panva osamostatnilo oddelením varňanskou eleváciou od moesijskej depresie v miocéne. O spojitosti oboch megaštruktúr ako medzihorskej pololineárnej depresie svedčí i spoločný ponticko-balkanidný orogénny lem s napojením na karpatský oblúk. Styk s východoeurópskou platformou je v mieste severodobrudžského hercýnskeho tektogénu a hlbinného zlomu Peceneaga—Camena, smeru SZ—JV.

Depresia má stenčenú kôru, redukovanú granitovú vrstvu, nízky tepelný tok a veľkú hrúbku sedimentov vplyvom dlhodobej, len občas prerušovanej subsidencie. Zatiaľ nejasná je veľmi tenká kôra (22,5 km) západne od moesijskej depresie, jz. od Belehradu pri vnútorných Dinaridách (V. B. SOLLOGUB et al. 1980). Súdiac podľa severočiernomorskej, odesko-sivašskej a tráckej depresie, v miocéne bolo klesanie pomalé a menej energické ako v paleogéne a vrchnej kriede.

O spojitosti oboch megaštruktúr uvažoval H. STILLE (1953) ako o kratonickom prahu (Euxinische Schwelle). E. BONČEV (napr. 1978, 1979) k nim pripája i kaspickú oblasť a spojenú lineárnu štruktúru označuje ako pontokaspickú platňu. Niektorí geológovia sa snažia v podloží Čierneho mora hľadať vnútorný masív — Pontidu typu zakaukazského masívu (Ju. D. BULANŽE et al. 1975).

Zakaukazský vnútorný masív bol veľmi mobilný a mal sa stať podloží kolchidskej, kurinskej a juhokaspickej depresie. Masív oddeľuje Veľký a Malý Kaukaz a vplyvom rýchlej subsidencie od bádenu poklesol pod panvami do hĺbky 8—9 km. Subsidencia však prebiehala už v mezozoiku, a hlavne v eocén — oligocéne. Vysokú mobilitu zdôrazňuje flyšoidný vývoj i pulzujúci vulkanizmus, čo spochybňuje existenciu masívu.

Moesijsko-pontickú depresiu nepovažujeme za súčasť platformy, ale za medzihorskú depresiu na mobilnej kôre a volíme pre ňu nové označenie.

## Juhokaspická depresia

Tvorí kruhovitú depresiu s geofyzikálne indikovanými najväčšími hrúbkami sedimentov zo všetkých depresí. Južný orogénny pás tvorí elborská zóna v Iráne. Hrúbka kôry je premenlivá a dosahuje minimum v centrálnej časti — 30 km, kde bazaltová vrstva má len 8 km (M. LEMOINE 1978). Súdiac podľa súvrství v Malom Kaukaze, subsidencia v panve prebiehala pravdepodobne už od vrchnej jury (flyš). Juhokaspická depresia bola súčasťou subekvatoriálnej nezvrásnenej mobilnej zóny s fundamentom prisudzovaným zakaukazskému vnútornému masívu. Na západe prechádza do medzihorskej depresie kurinskej (pliocén-kvartérna molasa), na východe do depresie západoturkménskej. Autonómna intenzívnejšia subsidencia nastala na rozdiel od susedných panví v bádene a hlavne v pliocéne. Subsidencia bola väčšinou a je i dnes kompenzovaná sedimentáciou.

## Perikaspická depresia

Depresia s rozsiahlou oblasťou soľných diapírov má eliptický tvar. Rozprestiera sa na východoeurópskej platforme v tle južného ukončenia Uralu a zasahuje do najsevernejšej časti Kaspického mora. Depresia v dĺžke 950 km a v šírke 650 km tvorí protipól juhokaspickej depresie, s ktorou pravdepodobne vznikla v súčasnej dobe. Nad eleváciu plášťa, s osou Z—V a troma čiastkovými eleváciami má i rovnako hrubú kôru, veľké hrúbky sedimentov (priemerne 15 km hĺbka fundamentu) a stenčenú bazaltovú vrstvu. Okraje panvy ležia na tenkej granitovej vrstve s archaickými a spodnoproterozoickými horninami. Vzhľadom k recentným poklesom možno usudzovať, že depresia stojí pred morskou záplavou.

Smerom do Ázie pokračujú ďalšie medzihorské depresie v neotektonicky silne aktívnych oblastiach, s veľkými hrúbkami pliocén-kvartérnych molás. Depresie majú zhodné znaky s perimediteránnou oblasťou, len okraje niektorých panví sú na styku s orogénmi zvrásnené a hrúbka kôry pod orogénmi a v depresiách je väčšia ako v európskej časti. Euroázijská, alpínsky a neotektonicky aktívna kôra má celý rad spoločných rysov, pravdepodobne typických pre toto obdobie vývoja.

## Režim subsidencie

Hrúbka sedimentov a fácie sa väčšinou odvodzujú zo stabilnejších elevácií, čo skresľuje obraz o tektonicko-faciálnych pomeroch depresie. V západomediteránnych moriach bola miocénna akumulácia sedimentov väčšia ako v pliocéne; avšak klesanie nekompenzované sedimentmi ukazuje na väčšiu rýchlosť. Zatiaľ chýbajú údaje o veku a hrúbke sedimentov v okrajových depresiách.

Veľkosť klesania v panónskej panve sa odvodzuje väčšinou od hrúbky jemnozrných až pelitických sedimentov. V pliocéne bolo klesanie väčšie ako v miocéne (do konca bádenu). V okrajových depresiách bol režim opačný. Rovnako opačný vývoj mala transylvánska panva voči okrajovým depresiám — maximálna subsidencia do konca bádenu, a potom veľké spomalenie (tab. 2 a 3).

**Príl. 2 Magmatity alpínsky mobilnej Európy**

1 — hercýnske granitoidy, 2 — kyslé, intermediálne až bázické neovulkanity (bez označenia terciérno-kvartérneho veku), 3 — intruzívne a efuzívne báziká (a platobazalty), 4 — ultrabáziká (ofiolity), prevažne jurské, na Urále paleozoické. Odišný vek magmatitov: **P** — prekambrijský, **M** — mezozoický, **K** — kenozoický až kvartérny, 5 — ofiolitové pásy, 6 — pásy a nukleá sializácie, 7 — archaicko-spodnoproterozoické nukleá východoeurópskej platformy. Nukleá: 1 — korzicko-sardínsky, 2 — alpský, 2a — západokarpatský, 3 — juhokarpatský, 4 — srbsko-macedónsky (prevažne pásmová sializácia), 5 — rodopský 6 — pelagónsky, 7 — menderský, 8 — východoanatolský, 9 — kaukazský, 10 — arménsky, 11 — zagorský (3, 4, 5, 6, 7 — prekambrijské, 1, 2, 2a — hercýnske 8, 9, 10, 11 — mezokenozoické). Zostavené s použitím mapy V. E. CHAINA—Ju. G. LEONOVA (1979) a Ju. D. BULANŽE et al. (1975).



- 1 ++++
- 2 [diagonal lines]
- 3 [vertical lines]
- 4 [horizontal lines]
- 5 - - - -
- 6 x x x x
- 7 x x x x

Podobný trend má i moesijská depresia. V nej a v okrajových depresiách bola však subsidencia v kriede a paleogéne väčšia ako v neogéne, kedy dochádzalo i k denudácii. V čiernomorskej oblasti, súdiac podľa okrajových depresií, nastala maximálna subsidencia už v mezozoiku a kulminovala v paleogéne. V pliocéne bolo klesanie menšie ako v miocéne (tab. 4).

Ak je subsidencia odrazom hlbínnej aktivity v plášti, potom v balkánsko-čiernomorskej a kaspickej oblasti nastala aktivita už v mezozoiku a kulminovala v paleogéne. V karpatskej a mediteránnej oblasti k obdobnému vývoju došlo až koncom paleogénu.

Oblasti staršej aktivity v zásade korelujú s recentným nízkym tepelným tokom, oblasti mladšej aktivity s vysokým tepelným tokom (tab. 1, 2, obr. 2).

### Magmatizmus

Magmatizmus so subsidenčným a tektonickým režimom je geologickým indikátorom typu a vývoja kôry. Prvý komplexný rozbor v tomto zmysle urobil M. MAHEL (1978) pre karpatsko-balkánsku oblasť. Údaje o magmatizme ďalších regiónov nie sú spracované komplexne.

Proterozoický bázický a ultrabázický magmatizmus je známy i z neskoršie sializovaných masívov: dzirulského na Kaukaze (severne od kolchidskej depresie), mendereského v severnej Anatólii, rodopského, srbsko-macedónskeho, pelagónskeho (v širšom poňatí E. BONČEVA 1974), tráckeho masívu, ďalej z Predbalkánu (fylit-diabázová séria), z kryštalinického jadra Južných a Západných Karpát. Tiež z okrajov panví je známy tholeiitový vulkanizmus a sedimenty priradované oceánskej kôre — napr. D. GIUSCA et al. (1969) v rumunských Karpatoch, M. SÂNDULESCU (in M. LEMOINE 1978) v podloží transylvánskej panvy. Kremenné keratofýry sú známe z lemu archaického sialického jadra vo východných Rodopách (E. BONČEV l. c.). Veľmi typická je okrem (meta) bázik formácia (meta) peliticko-drobová flyšoidného charakteru. Typická je pod transylvánskou panvou, ďalej v centrálnej Dobrudži — staršia predkadomská séria Ciamurla a mladšia séria Magina (s hojnými amfibolitmi) zo severnej Dobrudže (M. SÂNDULESCU l. c.). Z podložia panónskej panvy uvádza túto formáciu len s miestne slabou pokarelskou až dalslandskou migmatizáciou B. JANTSKY (1976).

Prekambrijský sialický magmatizmus sa koncentroval do izometrických alebo oválnych malých nukleov: apusénskeho, juhokarpatského (s neúplnou granitizáciou — migmatity a okaté ruly, niekedy vo forme malých diapírov), juhoalpského (zóna Ceneri), srbsko-macedónskeho, západorodopského, pelagónskeho a mendereského (príl. 2). Ďalej sa tvorili krátke lineárne pásma granitizácie (napr. vo Východných a Južných Karpatoch, v srbsko-macedónskom masíve). Najstaršie granity majú vyšší obsah  $\text{Na}_2\text{O}$  na rozdiel od mladších kadomských a variských. Oblasti ranej sializácie mali i vysoký geotermický gradient (J. ZEMAN 1980). V západnej mediteránnej oblasti boli prekambrijské centrá granitizácie na Iberskej mesete. V podloží — s výnimkou Egejského mora — a v blízkom okolí moesijskej a perikaspickej depresie neboli zistené ani nepriame znaky starej granitizácie alebo zrelej kontinentálnej kôry.



Paleozoické peliticko-drobové súvrstvia sa vyskytujú v Hlavnom chrbáte Kaukazu (devón, spodný karbón), na severnom Kaukaze, je to až 2300 m hrubá devónska vulkanicko-detritická séria typu green stone belt, podobná sériám v Gemeridách a v igal-bükskej zóne v panónskej panve. Tento vývoj indikuje nekonsolidovanú (sub) oceánsku kôru medzi rozrastajúcou sa granitovou kôrou sialických masívov.

Paleozoikum, najmä mladšie, bolo hlavnou etapou rozvoja sializácie a konsolidácie (M. MAHEL 1978). Granitizácia mala:

1. Areálny až nukleový charakter — Východné Alpy, Západné Karpaty, korzicko-sardínska nukleová oblasť s ringovými granitmi, Veľký Kaukaz a Predkaukaz.

2. Akrečný charakter súvislejšej pásmovitej sializácie: Južné Karpaty, Apuseny, srbsko-macedónsky masív, Západné Rodopy a Stará Planina s Predbalkánom, anatolská a pontidná zóna.

3. Lineárne nesúvislé redukované pásma sializácie s malými masívmi granitoidov: línia Balaton—Vence, Mecsek a granity navrátené v. až po Szentés, východné Rodopy a Strandža, centrálna Dobrudža, dzirulský masív, niektoré pásma Pontíd a Anatólie a okolie Marmarského mora. Tohoto typu boli asi tiež granity v ponorenej kôre Egejského a Tyrhénskeho mora. Tento typ granitizácie bol spájaný so slabou konsolidáciou kôry prechádzajúcej do úsekov s veľkou mobilitou a popaleozoickým bázičným vulkanizmom; vrchnojurská až kriedová fylit-diabázová séria Východných Rodop (subrodopská zóna — E. BONČEV 1979), ostrov Samothraki v Egejskom mori, vardarská zóna a pelagónska zóna s ofiolitmi, pontidná a tauridná zóna, szolnocký trog v podloží panónskej panvy, murešský ofiolitový trog, ofiolitové zóny Dinaríd a Helleníd, dobrudžská zóna triasových diabázov a splitov (graben Mejdankei).

Mezozoický bázičný vulkanizmus vznikal v trogoch často v nadväznosti na permský vulkanizmus s neprerušovanou sedimentáciou. Sialický magmatizmus, niekedy s alkalickým magmatizmom, má akrečný charakter a lemuje väčšinou staršie nukleá: apusénsky, s novou lineárnou sializáciou v banatitovej línii s.-j. smeru (L. TRUNKÓ 1977), západorodopský (vrchnojurské granity a pegmatity), Srednogorie (granity a gabrá), srbsko-macedónsky masív, kriedové granity v Hellenidách. V južných Apusénach banatity andezitového charakteru a niektoré malé telesá granodioritov prerážajú a kontaktne metamorfujú masy murešských ofiolitov a dokladajú tak sializačný trend, rovnako ako na ostrove Samothraki (M. FYTIKAS et al. 1980).

Jurské ofiolitové zóny Dinaríd smerujú cez pelagónsku a helénsku zónu s vardarským lineamentom do dna Egejského mora (ostrov Samothraki) a ďalej sa potom objavujú v Turecku v severoanatolskej a tauridnej zóne — s taurským oblúkom (Cyprus). V mieste priemetu týchto zón do mora sa nachádza minimum ostrovov.

Čierne more je lemované dvoma vulkanickými pásmi:

a) Južným — so strednojurskými a vrchnokriedovými vulkanitmi a intrúziami, prevažne bázičnými v severnom Turecku (s pontidnými ofiolitmi) a andezitovým pásmom s maximálnou aktivitou vo vrchnej kriede, prebiehajúcim zo Srednogoria cez Pontidy na južný Kaukaz (až 3 km hrubý komplex ryolitov s andezitmi).

b) Severným, prevažne bázičným, od Krymu (s granitoidmi po západnú časť Veľkého Kaukazu s alkalickými a tholeiitickými bazaltmi).

Jurské ofiolity v západnej mediteránnej oblasti sa vyskytujú v betickej zóne, triasové čadiče v Rife, v leme Alboránskeho mora. Od severného Baleárskeho mora sa nachádzajú najbližšie ofiolity Liguríd, Korziky a alpskej zóny Ivrea.

Terciérny vulkanizmus má najväčšie rozšírenie a masový výskyt čiastočne v areálnych (napr. Štiavnicko-kremnické rudohorie), ale väčšinou v lineárnych vulkanických pohoriach v dĺžke niekoľko sto km. Pre panónsku panvu sa uvádza objem láv, vrátane láv zakrytých sedimentmi — 20 000 km<sup>3</sup> (F. HORVÁTH et al. 1981). Podobné objemy možno predpokladať v Gutinsko-vihorlatskom a Čálimani-Harghita pohorí.

Vulkanické línie na hrubej kontinentálnej kôre kontaktujú priamo more Tyrhénske (v centre tholeiity — obr. 2), Egejské a Čierne, panvy panónsku a transylvánsku. Vulkanický lem strednomiocénneho až spodnopliocénneho veku má Alboránske more, ako aj jv. Španielsko a sev. Maroko. Vo všetkých vyššie uvedených prípadoch ide o alkalicko-vápenatý vulkanizmus, často so šošonitmi, striedajúci sa s bazaltickými andezitmi až bazaltami, ktoré sa vyskytujú niekedy v 2—3 fázach. Vo východných Pontidách vystupujú veľké telesá eocénnych granodioritov vo vulkanickom páse 500 km dlhom a až 70 km širokom, aktívnom od vrchnej kriedy. V západnej časti Malého Kaukazu, južne od kolchidskej depresie, boli vrtmi zistené 2—3 km hrúbky andezitov a bazaltických andezitov miocén-pliocénneho až kvartérneho veku.

Silná aktivita v kaukazskej oblasti prebiehala až do holocénu pri areálnej extenzii bazaltov (východne Rodopy, Tráčia, výlevy platobazaltového typu v Turecku). V tejto oblasti je trend presunu aktivity smerom od severného okraja Čierneho mora na juh. Magnetické anomálie v podloží panvy naznačujú možnosť existencie vulkanitov (bázických?) i na dne mora.

V nadväznosti na južný pričiernomorský kriedový vulkanický pás sa od konca eocénu tento rozšíril na juh do oblasti Rodop, Egejského mora a západnej Anatólie. V severnej časti Egejského mora sa vyskytujú i šošonity (najstaršie majú vek 21 mil. rokov) a trend rastu K<sub>2</sub>O je smerom na sever a v čase do súčasnosti (M. FYTIKAS et al. 1980). Na ostrovoch bol zistený i miocénny granitoidný magmatizmus.

Veľká chemická pestrosť vulkanických hornín a rast nukleov sializácie, dlhodobá aktivita a orogénny typ vulkanizmu neukazujú na ponorenie a deštrukciu platformy. V takom prípade by mali mať prevahu alkalické čadiče, ktoré sa objavujú v obmedzenom množstve buď v záverečných fázach vulkanizmu, alebo v sialických masívoch pri deštruovaných okrajoch. Celkový trend magmatizmu ukazuje na postupnú sializáciu, ktorá začala neoidne na Balkáne, v Apusénach a v čiernomorskej oblasti už od mezozoika, zatiaľ čo v oblastiach ležiacich západnejšie až od konca paleogénu s kulmináciou v neogéne.

## Typy kôry a ich vývoj

V kontinentálnej kôre alpínsky aktívnej Európy rozlišujeme kôru sialickú a simatickú ako slabo sializovanú (s rudimentárnou granitovou vrstvou) až nesializovanú relikť pôvodne oceánskej kôry (J. ZEMAN 1980, F. ČECH—J. ZEMAN 1980). Oba typy sa líšia hrúbkou, dynamikou a stavbou kôry. Simatická (suboceánska) kôra je len slabo zvrásnená, s prevahou riftových štruktúr, s opakovaným alebo dlhodobým

bázickým vulkanizmom a subsidenciou. Zvyšky simatickej kôry v kontinentálnom a úseky sializácie v simatickom type kôry však nerobia zo žiadnej kôry čistý typ. Preto nepoužívame termín oceánska kôra.

Z analýzy dosiaľ uvedených údajov usudzujeme, že pod väčšinou popisovaných panví bola mobilná, prevažne simatická kôra a nie konsolidovaná platforma. Stupeň sializácie i bazifikácie závisí od veku kôry a od množstva sializačných procesov v okolí simatickej kôry. Za zvyšky simatickej kôry v orogénnych okrajoch považujeme ofiolity, súvrstvia typu "greenstone belt" i hrubé peliticko-drobové komplexy bez granitoidov. Dobrudžské komplexy ukazujú na pôvodne pravdepodobne oceánsku kôru, ktorá pokračuje do podložia moesijskej depresie (i dnes suboceánskeho typu — E. BONČEV 1978). Slabo sializovaným úsekom sú východné Rodopy (bazaltová kôra E. BONČEVA 1979), ktoré podliehali silnejšej mobilizácii než západné Rodopy. Podobnú mobilnú kôru má asi i skýtska platforma, zakliesnená až do 10 km hĺbky, ktorá bola spolu s dobrudžskou "greenstone belt" zónou (viď H. SSTITLE 1953) simatickým (až oceánskym?) lemom východoeurópskej platformy (príl. 3). Táto kôra zasahovala na J až k pontidnému pásmu a na V pod Kaspické more s napojením na ensimatickú kôru Uralu (A. A. MOSSAKOVSKIJ 1970). Prepojenie predpokladáme v podloží perikaspickej depresie. Prikláňame sa teda k názorom o predmezozoickej restitovej suboceánskej kôre pod Čiernym morom v súlade napr. s V. M. MURATOVOM (1955 in Ju. D. BULANŽE et al. l. c) alebo N. A. BELJAJEVSKÝM (1974).

Pokiaľ by sme uvažovali pod panvami o vnútorných masívoch (napr. Tissia, Pontida — Ju. D. BULANŽE et al. 1975, atď.), potom by sme ich označili ako simatické masívy (F. ČECH—J. ZEMAN 1982). Termín platforma používaný E. BONČEVOM (1974), nezodpovedá dynamicky, stavbou ani rozmermi vnútrohorským panvám. Simatické masívy môžu byť zvyškami pôvodne oceánskej kôry vnútorných morí raného štádia kôry. Príkladom by mohla byť transylvánska panva ako oceánická súčasť prekambrijského sialického oblúka Východných Karpát. Súčasná kôra už nie je oceánska, ako predpokladal napr. M. SÂNDULESCU (in M. LEMOINE 1978), alebo J. F. DEWEY et al. (1973). Paleozoickú existenciu tohto oblúka dokladajú H. G. KRÄUTNER—H. SAVU (1978). Reliktom okrajového (alebo zaoblúkového?) mora by bola tiež kôra moesijskej depresie.

Dnešné rozmiestnenie panví dedí i rozdielne vlastnosti a aktivitu kôry z minulosti. Panvy pri južnom okraji východoeurópskej platformy, v ponto-kaspickej oblasti, zodpovedajú okrajovým moriam s orogénno aktívnym kontinentálnym okrajom lineárneho priebehu. Tieto panvy majú nízky tepelný tok a sú bez recentného vulkanizmu, pravdepodobne nad recentným chladným plášťom. Mezozoická deštrukcia okrajov starých nukleov, napr. rodopského, srbsko-macedónskeho a hlavne simatického okraja východoeurópskej platformy bola sprevádzaná akréciou novej kontinentálnej kôry. Akrécia nadväzovala hlavne na medzery vo vrchnopaleozoickej akrécii obopínajúcej na juhu euroázijský prekambrijský kontinent (A. A. MOSSAKOVSKIJ 1970). V medzerách, kde sa tvorili mezozoické panvy, sa objavoval ešte v kriede bázický vulkanizmus, podobný oceánskym tholeiitom.

Karpatská a mediteránna oblasť bola od konca paleozoika silne diferencovaná na rôzne typy kôry a nedospela do platformného štádia (M. MAHEL 1978). I neogénne

panvy sú tu početnejšie, ale menšie než v pontokaspickej oblasti. Mediteránna plášťová elevácia i cez členitosť vrcholovej časti zostáva súvislá (obr. 1).

V periférnych oblastiach vývoj kontinentálnej kôry začal po obvode prekambrijských nukleov, juhokarpatského s apusénskym a anatolsko-rodopsko-macedónskeho, väčšinou pásmovite usporiadanou sializáciou. Vo Východných Alpách a v Západných Karpatoch prvá rozsiahlejšia sializácia bola hercýnska (M. MAHEL 1978). Medzi kontinentálnou hrubšou kôrou zostala preto silne mobilná simatická kôra, miestami pravdepodobne ešte oceánska (A. TOLLMANN 1978 a ďalší). V tejto kôre nadväzovala subsidencia na paleozoikum a pokračovala v autonómnych oblastiach do terciéru podľa stupňa sializácie a konsolidácie kôry. Príkladom sú medzihorské panvy. I keď ich kôra má ensialický charakter, zo stavby okolitej kôry možno usudzovať, že i ponorená kôra je heterogénna — sialická so simatickou. V Tyrrhénskom mori, kde hrubá sialická kôra Korziky a Sardínie odolala „oceanizácii“, pravdepodobne simatické úseky kôry podľahli rýchlejšie deštrukcii a ako ťažké rýchlejšie klesali. Podobná situácia s heterogénnou kôrou bola i v Egejskom mori. Ofiolity z pevnín pokračujú na dne mora vedľa granitoidov tvoriacich častejšie ostrovy.

Pôvodnú súvislosť predpokladáme tiež v dinársko-anatolskom (príl. 2) a helénsko-tauridnom ofiolitovom oblúku. Oba oblúky sú oddelené prekambrijsko-paleozoickou trácko-anatolskou silickou kôrou. Tektonicky vyvlečené alebo intruzívne ofiolity považujeme za indície bývalých elevácií pláštá a tenkej kôry, ktorá sa ešte i dnes vyskytuje v blízkosti simatickej kôry v panvách. Kôra s ofiolitmi sa nerovnomerne sializovala a bola silne tektonicky porušená.

Zo západomediteránnej oblasti je málo údajov o zložení hlbších úrovní kôry. Predpokladáme prepojenie predneogénnych pásov oceánskej kôry z baleárskej oblasti do zóny Ivrea. Od tohto tektonicky uzavretého pásma sa oddeľovala asi zóna plášťovej elevácie s bázickou kôrou v mieste pádskej panvy s pokračovaním až do Dinaríd. V oblasti alboránsko-baleárskej a tyrrhénskej predpokladáme prevažne slabo sializovanú heterogénnu kôru, ktorá sa v neogéne ľahko aktivizovala. Vylučujeme tu typ hrubej kôry iberského polostrova, a to i podľa fyzikálnych prejavov netypických pre granitovú vrstvu pod morom (J. M. LORT 1977).

Segment kôry pod panónskou panvou patril vždy k mobilným. Od pásmového členenia (V. DANK—I. BODZAY 1970) vývoj smeroval k nerovnomernej sializácii a blokovej stavbe. Kôra bola už primárne tenšia voči okolitým orogénom. Podrobnejšie údaje uvádzajú F. ČECH—J. ZEMAN (1980, 1982). Neovulkanizmus v severnej časti predstavuje najmladšiu sializáciu zvyškov simatickej kôry.

Celkovým trendom v alpínsky mobilnej Európe je tvorba novej kontinentálnej kôry v úsekoch predchádzajúcej slabej sializácie. Akrecia prebiehala od kriedy, predovšetkým okolo postneoidných nukleov a pásiem granitizácie. Deštrukcia kontinentálnej kôry postihovala predovšetkým heterogénnu kôru so zvyškami simatickými. Staršiu vysokotlakovú metamorfózu na ostrovoch Egejského mora považujeme za následok paleogénneho trieštenia kôry odolávajúcej náporu hlbinného diapíru. Mladšia metamorfóza s granitizáciou reprezentovala tvorbu novej sialickej kôry. Tento proces má črty vzniku mikronukleov (ringové a klenbové štruktúry napr. na ostrovoch Ios, Limnos alebo Samothraki).

## Predalpínske štruktúrne členenie

Z údajov o hlbšej stavbe a smeroch predalpínskych štruktúr vyplýva, že významné uplatnenie mali i submeridionálne smery: Východné Alpy, korzicko-sardinské pásmo, lineácia v Rodopách a menderaskom masíve (za predpokladu, že nedošlo k rotácii), submeridionálne vrásky v Grécku a východnej Macedónii (A. KOKKINAKIS 1980), ukrajinský štít a hlbinné členenie jeho kôry. Omnoho výraznejšie a extenzívnejšie rozšírenie mali štruktúrne smery Z—V, ktoré v oblasti alpínskeho prepracovania sa zachovali v hlbinskej stavbe, najmä v pásmach sializácie a v zoradení sialických nukleov: Východné Alpy, Západné Karpaty, južné Apusény a Južné Karpaty; ďalej určujú os moesijsko-pontickej depresie a jej orogénneho lemu, smer vrás v proterozoiku centrálnej Dobrudže, predkarbónske smery v srbsko-macedónskom masíve, vrásky Fruška Gora, štruktúry Rodop, severnej Sicílie (sčasti), Telského Atlasu a južné obmedzenie (zlomové?) západomediterránej oblasti. Niektoré ďalšie dáta uvádza J. ZEMAN (1980). So z.-v. členením súvisia i planetárne paleozoické pásy (A. A. MOSSAKOVSKIJ 1980) a neoidné akrecie kontinentálnej kôry včítane pásiem mobilizácie, napr. južného okraja východoeurópskej platformy.

## Hlavné lineamenty

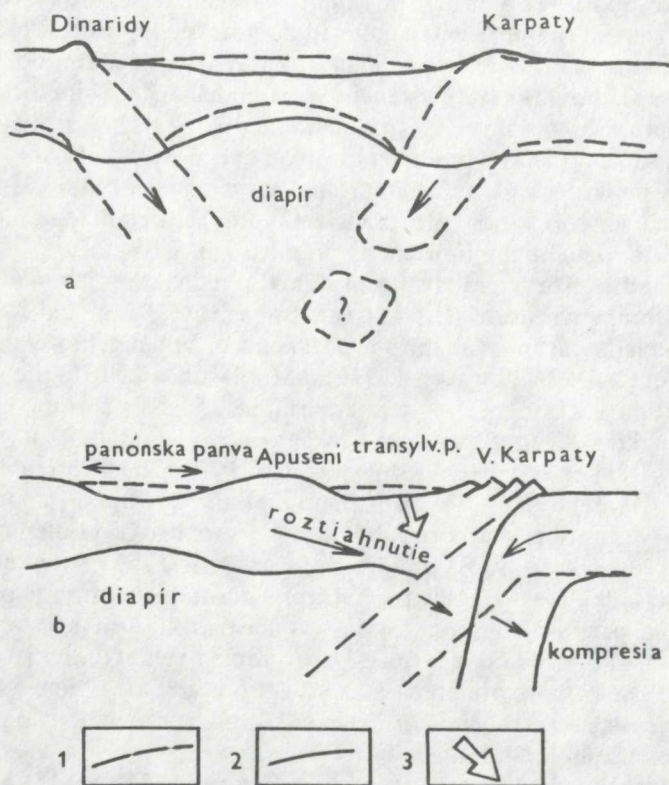
Panvy sú na okrajoch obmedzené strižnými zlomami, často s horizontálnymi posunmi (obr. 1 a príl. 1), väčšinou seizmoaktívnymi a významnými pokiaľ ide o členenia orogénnych zlomov. U oválnych panví sa zlomy dotýkajú panví ako dotyčnice. Severoanatolský lineament je spoločným okrajovým zlomom Čierneho a Egejského mora. Zlomy v dobe uvoľnenia strižného napätia sa môžu stať poklesmi, na ktorých vznikajú okrajové depresie alebo rifty (Egejské more, Tyrhénske more). Nad eleváciami plášťa vznikajú grábeny a rifty, niekedy centrálné situované (Alboránske more, Sicílsky prieliv). Staré lineamenty, ktoré počas vývoja panví modifikujú klesanie, sú paralelné s okrajmi rôznych typov kôry (v panónskej panve smeru SV—JZ a SZ—JV) a diagonálne k starému predalpískému členeniu. Za diapirizmu sa môžu stať strižnými zónami, po ktorých je počas vulkanizmu magma vytláčaná k povrchu. Pri klesaní sa periférne zlomy spájajú s novými zlomami a vytvárajú oblúkové okrajové zlomy, napr. v severnej časti panónskej panvy (F. ČECH—J. ZEMAN 1982).

## Genéza panví

Genéza neogénnych panví sa spája s dynamikou vrásnenia okolitých orogénov. Klasický model geosynklinál, ktorý nemohol vysvetliť časovopriestorové odchýlky od Stillovho modelu vývoja magmatizmu a centripetálnej vergencie — smery tektonického transportu, nahradil model tektoniky litosferických dosiek. Zvláštna pozornosť bola venovaná dynamike plášťových diapírov a špecifikám mediteránej dynamiky, ku ktorým patrí i premena kôry.

1. Bazifikácia kôry zatiaľ najlepšie vysvetľuje vymiznutie granitovej vrstvy a stenčenie bazaltovej vrstvy v geofyzikálnych záznamoch. Spodná časť kôry sa potom fyzikálne chová ako plášť (Ju. D. BULANŽE et al. 1975 pre Čierne more a juhokaspickú depresiu). Bazifikácia ako injektáž kôry bázičkou magmou nemusí znamenať metasomatickú premenu s potrebným odnosom granitických prvkov, o ktorej ako o mediteránnom type uvažoval R. W. van BEMMELEN (1973). Iným variantom bazifikácie je Hessov model deserpentinizácie kôry, ktorá sa mení na plášťové ultrabáziká (I. A. REZANOV 1977).

2. Vznik plášťového diapíru konvergentnou subdukciou dvoch platní — obr. 8a (L. STEGENA et al. 1975) bol kriticky prehodnotený (L. H. ROYDEN et al. 1982). Subdukcia pod Východnými Karpatami má spôsobiť roztiahnutie litosféry pod panónskou panvou a vŕahovanaie („nasávanie“) kôry pod transylvánskou panvou (obr. 8b). Roztiahnutie sa odhaduje až na 100 % a malo byť kompenzované 75—100 km skrátením vo Východných Karpatoch. V podloží panónskej panvy sú predpokladané horizontálne posuny na zlomoch smerom k JV, SV a od Z k V so



Obr. 8 Modely vzniku panónskej panvy subdukciou litosferických platní. a — podľa L. STEGENU et al. (1975), b — podľa L. H. ROYDENOVEJ et al. (1982). 1 — stav v miocéne, 2 — stav v pliocén-kvartéri, 3 — smer vŕahovania (nasávania) kôry pod transylvánskou panvou.

vznikom čiastkových depresii (tzv. pull-apart basins) — F. HORVÁTH—L. H. ROYDEN (1981). V morských panvách majú plášťové diapíry vznikáť intrúziou horúcich hornín do horizontálne rozštiepeného čela dosky. V nej sa potom uvažuje o rozštiepení a odlepení vrchnej rigidnej litosféry od plastickej spodnej časti a vytvorení dutiny pre plášťový diapír (F. HORVÁTH et al. 1981).

Uvedené predstavy dopĺňujú a korigujú zjednodušené modely napr. J. F. DEWEYA et al. (1973), K. BIRKENMAJERA (1976) alebo A. TOLLMANNA (1978). Tieto modely uvažujú až so štvornásobným otváraním a zatváraním tetýdneho oceánu a so zvyškami tejto novej oceánskej kôry medzi dezintegrovanou triasovou karbonátovou platformou. Problémy v aplikácii modelu viedli k predstave zložito trieštených kolíznych okrajov a k vymedzeniu mediteránneho typu konvergencie platní (A. TOLLMANN 1978).

K. J. HSŮ (1977) zhrnul rôzne názory a pre západomediteránnu oblasť preferuje riftogenézu kontinentálnej kôry, pre východnú oblasť zasa pôvodne restitívnu mezozoickú oceánsku kôru, v ktorej došlo od jury k ďalšiemu otváraníu ukončenému až paleogénnou konvergenciou európskej a africkej platne. Striedanie vrchnomiocénnych evaporitov s pelagickými sedimentami nie je možné vysvetľovať osciláciami mora, ale vysychaním a zatápaním stredomorskej depresie, ktorá už nemenila ďalej svoje rozmery. J. M. LORT (1977) diskutuje pre západnú oblasť i terciérne otvorenie (spreading) kôry, existenciu intermediárnej až simatickej kôry pod panvami a pripúšťa oceanizáciu kontinentálnej kôry, ktorá je heterogénna. B. BIJU-DUVAL et al. (1974) predpokladá zlomové porušenie kôry, jej stenčenie rozťahnutím bez rotácie Korziky a Sardínie a výstup oceánskej kôry (Tyrrhénske more). Pretože súvislé evapority (messinské skupiny) už neboli tektonicky porušené, predpokladá sa rozťahnutie litosféry za predmessinské.

3. Rozťahnutie kôry nad diapírom vzniklo jednak roztekaním vrcholových plášťových hornín na strany (R. W. van BEMMELEN 1973), jednak prepadaním kôry nad ochladzujúcim sa diapírom po skončení vulkanickej činnosti — napr. L. STEGENA et al. (1975), D. VASS (1979), atď. Plášť kôru bazifikuje alebo eroduje a kontinentálnu kôru mení na intermediárnu až bázickú, čo v prvej etape vedie k vykľunutiu kôry. Denudácia (napr. v paleogéne, spodnom miocéne) stenčila hrúbku kôry (R. D. SCHUILING 1973, K. J. HSŮ 1977) Egejského mora, (R. BRINKMANN 1974) Čierneho mora, (M. BOCCALETTI et al. 1976) pod panónskou panvou a Tyrrhénskym morom. Pasívna subdukcia kôry pod okraje diapíru (R. W. van BEMMELEN) nie je akceptovaná pre orogénne procesy (F. HORVÁTH et al. 1981). R. D. SCHUILING kalkuluje s fázovými zmenami v plášti, kedy ohriatie o 200 °C vedie k objemovej expanzii o 0,4 %, s výzdvihom v plášti o 480 m a v kôre o 160 m. Ďalšie narastanie objemu pripadá na tavenie kôry, premeny glaukofánu vo fácií zelených bridlíc. V 40 km hrubej kôre po natavení diapírom vzrastie objem o 5 % a výzdvih na 2 km. Denudáciou stenčená kôra začne klesať. Lávy vyliate na povrch prestanú prehrievať kôru a teplota klesne.

Vek panónskeho diapíru sa odhaduje na miocénny (L. STEGENA et al. 1975), paleogénny až vrchnokriedový (L. TRUNKÓ 1977, F. ČECH—J. ZEMAN 1982), čiernomorského diapíru na mezozoický (R. BRINKMANN 1974).

Výzdvihy, trieštenie, vulkanizmus, stenčenie a bazifikácia kôry, ochladenie plášťa

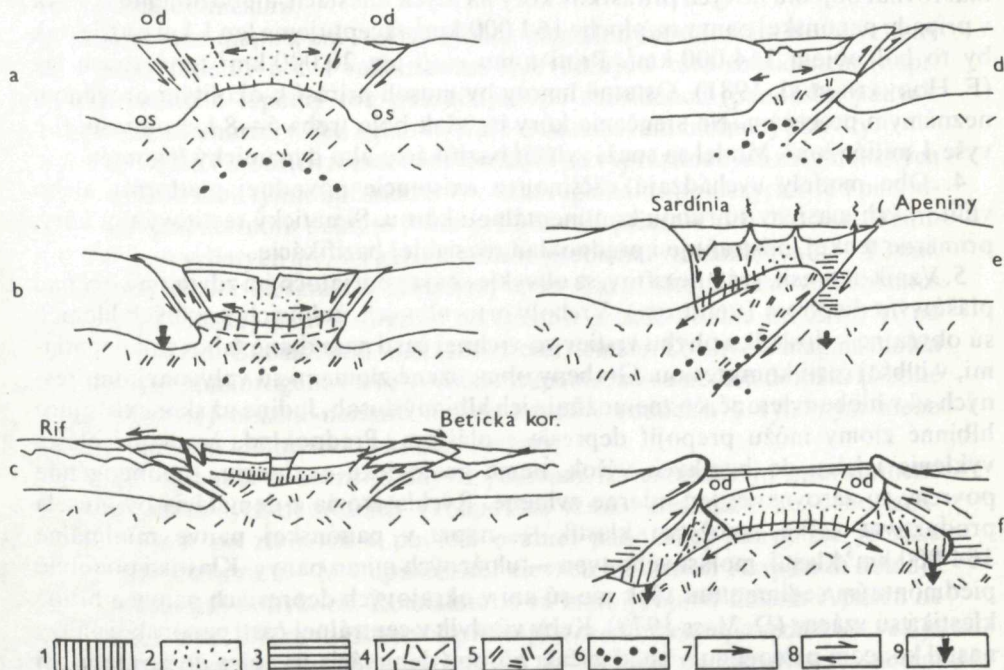




a klesanie kôry sú fenomény genézy panví s vulkanizmom (P. J. BUZEK 1978). Diapír môže spôsobiť tlaky 5—10 MPa, postačujúce k deformácii litosféry (F. HORVÁTH et al. 1981). Nad okrajmi diapírov vznikajú k diapírom uklonené zóny strižných napätí (F. ČECH—J. ZEMAN 1980), ktoré boli tiež modelované (napr. M. V. GZOVSKIJ 1960). Pod týmito zónami sa tvorí pole kompresie a nad nimi rozťahnutie (obr. 9). H. RAMBERG (1973) modeloval vznik čiastkových subdukcií ťažších hmôt pod okraje diapíru do okrajových synklinál, ktoré vznikli odtokom ľahkých hmôt diapíru. Modelovanie vylúčilo nutnosť bočných tlakov pre vznik diapirizmu. Preukázalo, že s rastom veľkosti diapíru sa urýchľuje jeho vývoj a že diapír vznikne len pri vyššej viskozite hmoty (horniny v kryštalicom stave).

Pre Egejské more na základe analýzy seizmicity interpretuje A. R. RITSEMA (1973, in J. C. DRAKOPOULOS 1976) horizontálne tlaky v kompresnom poli plytších ohnísk helénskeho oblúka a v aseizmickom centre ťahové napätia koncentrické k oblúku. Existuje dobrá zhoda s modelovaním.

4. Vysokú zrelosť kôry určuje vznik oceánskej kôry, takže tento stupeň je charakteristický pre Tyrhénske more a najmenej pokročilá zrelosť kôry je u panónskej a egejskej panvy (F. HORVÁTH et al. 1981).



Obr. 9 Modely plášťových diapírov a ich dynamiky. 1 — bazifikácia (zblíženie fyzikálnych vlastností s plášťom), 2 — simatická kôra, 3 — anatexia, 4 — chladný plášť, 5 — horúci plášť, 6 — povrch astenosféry, 7 — ťahové napätie, 8 — strižné napätie, 9 — klesanie.

a — napätie v symetrickom diapíre, od — okrajové depresie, os — synklinála okolo diapíru, b — rozpínanie vrcholu diapíru a vznik vejárovitého tvaru, c — model dynamiky litosféry Alboránskeho mora (upravené podľa M. LEMOINA (1978), d — napätie v asymetrickom diapíre, e — model dynamiky litosféry Tyrhénskeho mora, f — napätie a dynamika v lineárnom diapíre (moesijsko-pontická depresia).

## Diskusia

Genézu panví neriešime zatiaľ vo vzťahu k deformáciám orogénov, pretože ide o časovo rôznu dynamiku. Modely riešiace obe dynamiky jedným procesom sú hypotetické, často v rozpore s faktami. Kritiku týkajúcu sa tvorby a zanikania oceánskej kôry podali napr. L. TRUNKÓ (1977), V. G. SVIRIDENKO (1978) a čiastočne M. MAHEL (1978). Diskusiu z pozície tektoniky dosiek uviedol F. HORVATH et al. (1981).

1. Bazifikácia kôry plášťovým diapírom je podľa geofyzikálnych údajov o stenčenej bazaltovej a chýbajúcej granitovej vrstve opodstatnená. Deserpentinizácia kôry je možná, ale zatiaľ hypotetická. Reálnejší je všeobecný proces dehydratácie a rekryštalizácie hornín, ktorý vedie k narastaniu ich hustoty. Bazifikácia je účinná v poliach ťahového napätia uvoľňujúceho injekcie bázičkej magmy.

2. Diferenciácia pláštá môže pri „vlhkom prostredí“ viesť okrem anatexie kôry k vzniku andezitov (napr. D. HOVORKA 1981). Ich plášťový pôvod naznačuje xenolity lherzolitov (F. HORVATH et al. 1981).

3. Pri podkôtovej erózii (L. STEGENA et al. 1975) by sa objem oderodovanej kôry mal rovnať objemu nových prírastkov kôry na iných miestach, alebo objemu láv. Ak v prípade panónskej panvy na ploche 164 000 km<sup>2</sup> akceptujeme len 1 km erózie, tak by to bol objem 164 000 km<sup>3</sup>. Proti tomu stojí len 20 000 km<sup>3</sup> terciérnych láv (F. HORVATH et al. 1981). Ostatné hmoty by museli prirásť k okolitým orogénom neznámym procesom. Na stenčenie kôry by však bolo treba 6—8 km odnosu, t. j. vyše 1 milión km<sup>3</sup>. Model sa snaží vylúčiť bazifikáciu ako dynamický fenomén.

4. Oba modely vychádzajú väčšinou z existencie pôvodnej platformy alebo vnútorných masívov s hrubou kontinentálnou kôrou. Simatický restitový typ kôry, primárne tenkej, odstraňuje i predpoklad rozsiahlej bazifikácie.

5. Vznik depresíí, vrátane riftov, sa obvykle spája s počiatočným zdvihom kôry nad plášťovým diapírom (tumorom). Vrcholy ortorulových, žulových a soľných klenieb sú obyčajne v dôsledku ohybu vrstiev vo vrchnej časti namáhané ťahovými napätiami, v hlbšej časti kompresiou. Grabeny obmedzené zlomami sú vplyvom kompresných síl v hĺbke zvierané, čo znemožňuje ich hlbinný dosah. Jedine už skôr existujúce hlbinné zlomy môžu prepojiť depresie s plášťom. Predpoklad, že diapír pláštá vyklenie i kôru do horských výšok, nemá geologickú evidenciu. Predneogénne povrchy sú zarovnané, len mierne zvlnené. Rýchla erózia a denudácia by musela produkovať veľké množstvo klastík — napr. v panónskej panve minimálne 164 000 km<sup>3</sup> klastík molasového typu — uložených mimo panvy. Klastiká podobné piedmontným sedimentom však nie sú ani v okrajových depresiách panvy a hrubé klastiká sú vzácne (D. VASS 1979). Keby výzdvih v centrálnej časti panónskej panvy nastal koncom paleogénu a hneď začala pôsobiť denudácia trvajúca do sarmatu, asi 13,5 mil. rokov, bol by odnos 1 km povrchu z hľadiska jeho rýchlosti reálny. Pri kalkulovaných vzťahoch, keby zdvih v plášti bol trikrát väčší než v kôre (R. D. SCHUILING), by 5 km výzdvih pláštá (rozdiely v hrúbke kôry) mal vydvihnúť povrch aspoň o 1,5 km. Objem denudácie by mal činiť 240 000 km<sup>3</sup>. Objem miocénnych sedimentov v okrajových depresiách, ktoré by mali horninový detrit zachytiť, dosahuje 124 000 km<sup>3</sup> (tab. 5). Výzdvih bol pravdepodobne menší, ak vylúčime

Tabuľka 5 Objem predsarmatských sedimentov v okrajových depresiách panónskej panvy

Depresia	Plocha v km <sup>2</sup>	Priemerná hrúbka sedimentov v km	Objem v km <sup>3</sup>
sávská	5 400	4	21 600
drávska	9 000	3	27 000
štajerskohradecká	2 250	1	2 250
podunajská	13 000	3,5	45 500
zakarpatská	13 800	2	27 600
celkove			123 950

transport klastík do väčších vzdialeností od panvy. Veľký výzdvih by musel viesť k plošne rozsiahlym uhlovým diskordanciam, o ktorých však v tak veľkom rozsahu niet dôkazov.

Tiež niekoľko sto metrov hrubé súvrstvie zlepcov na Kréte, s transportom do severu, nemusí zodpovedať veľkým výzdvihom v mieste dnešného Egejského mora.

Zdvihy nad diapírom sú reálne, ale problematické v takých veľkých (km) hodnotách. Dokladom areálnych zdvihov sú rozsiahle hiáty, ale len miestami, s uhlovými diskordanciami.

6. Ochladzovanie diapíru má vyvolať rýchlu, rozsiahlu subsidenciu. Nevysvetlený je však vysoký tepelný tok a vulkanizmus sprevádzajúci túto subsidenciu (napr. Tyrhénske more) a tepelný tok pokračujúci po subsidencii (panónska panva). Vysoká úroveň astenosféry tiež nenasvedčuje o odumieraní hlbínnej aktivity.

7. Klesanie môže v menších rozmeroch vzniknúť po vyprázdnených magmatických krboch. Nemožno však týmto spôsobom vysvetliť regionálne poklesy, ktoré v panónskej panve pri priemernom poklese 3 km predstavujú priestor 490 000 km<sup>3</sup>. Tento nevysvetlí objem vyliatych lát. V egejskej oblasti prebiehal vulkanizmus 10—12 mil. rokov pred začiatkom klesania. V západnej vnútrokarpatskej oblasti vulkanizmus migroval od panónskej panvy smerom na sever a pozdĺž oblúka od Z na V, od miocénu do pliocénu. Subsidencia však tento trend nemala. Úvahy, že magma mohla migrovať ku koreňom orogénov a tu vyvolala stúpanie, by sa nedala doložiť. Hlboké vrty v zakarpatskej oblasti nezistili okrem kanálov vedúcich k výlevným alebo lakolitickým telesám iné prírodné kanály magmy.

8. Súvislosť klesania s horizontálnymi posunmi na zlomoch je opodstatnená v čiastkových lineárnych depresiách. Predpoklad vzniku klesania pri z.-v. horizontálnych pohyboch po zlomoch v podloží oválnej panónskej panvy nie je však doložený. Zlomy smeru Z—V v apusénskej elevácii a Južných Karpatoch nemajú evidenciu o takýchto pohyboch. Roztiahnutie sa malo prejavíť tlakom Apusén na transylvánsku panvu. Dĺžka tu zistených prešmykov tomu nezodpovedá a ich vek je väčší než predpokladané roztiahnutie litosféry. Model tiež neuvažuje s vrásnením Západných Karpát, a teda s roztiahnutím kôry na sever. Roztiahnutie kôry by muselo byť sprevádzané štruktúrnymi zmenami, napr. rozsiahlym horizontálnym zbridičnatím, ktoré však nemá evidenciu.

Model F. HORVÁTHA—L. H. ROYDENOVEJ (1981) by musel objasniť:

a) vznik a veľkosť ťažnej sily vyvolanej pohybujúcou sa doskou v rigidnej litosfére s pôsobením do vzdialenosti minimálne 400 km od Východných Karpát;

b) ako dochádzalo v ťahovom poli k zdvíhaniu Apusén a ako bol prekonaný odpor rigidného pláštá;

c) dôsledky kompresie, ktoré vznikli pod doskou a čo sa dialo s týmto plášťom.

Vťahovanie podložia transylvánskej panvy bez tekutého stavu litosféry je nepochopiteľné. Kompresiu v transylvánskej panve prisudzujeme stúpajúcim a rozširujúcim sa sializovaným Apusénom.

9. Vznik poklesov bez veľkého rozťahnutia litosféry umožní „voľný priestor“ pod panvou. Príkladom sú poklesy v poddolovaných územiach. Tento priestor môže v modeloch nahradiť plastická vrstva s možnosťou presunu hmoty. V hlbinej úrovni má rovnakú funkciu horúci plastický plášťový alebo astenosferický diapír s rozširujúcim a prepádajúcim sa vrcholom (obr. 9). Ku klesaniu nad diapírom dochádza počas jeho termálnej aktivity a diferenciácie. Ťažké restity po diferenciácii spolu s chladným rigidným plášťom v okolí klesajú alebo sa podsúvajú pod okraj diapíru. Čiastková, nie však pasívna subdukcia pláštá vťahuje do podsúvania i okraje orogénnej kôry. Tieto H. RAMBERGOM (1973) modelované procesy aplikujeme na vznik okrajových depresíí. Tu sa mohli uplatniť i okrajové synklinály okolo diapíru, vznikajúce odtokom ľahších hmôt do narastajúceho diapíru. Stagnáciu v okrajových depresíách ovplyvnili zdvihy okrajov diapíru pri prehybaní jeho vrcholovej časti (obr. 9).

10. Tvar diapírov je symetrický, vejárovitého tvaru, niekedy s centrálnym riftom v kôre — Alboránske more (M. LEMOINE 1978); alebo asymetrický, obmedzený tektonickou plochou uklonenou pod diapír — s čiastkovou špecifikou Benioffovej zóny — Tyrhénske a Egejské more. Hĺbkový tvar zón kontúruje kvázikónický tvar diapíru (obr. 9).

Seizmicita v rigidnom chladnom plášti, ktorý kontaktuje aseizmický horúci plášť je dôsledkom pohybu obidvoch hmôt. Styk je vulkanicky aktívny. Nad čelom vysúvajúcej sa elevácie vzniká kompresia (A. R. RITSEMA l. c.), v tyle rozťahnutie a grabeny s plytkou seizmicitou. S kompresiou v Tyrhénskom mori boli pravdepodobne spojené rôznosmerné príkrovy (obr. 2) naznačujúce možnosť migrácie tohto kontaktu diapíru. V Egejskom mori je kompresný helénsky oblúk. Grabeny sú v oboch moriach v tylovej časti (obr. 3). Tento typ diapíru ako novotvar je pravdepodobne geneticky spojený s deštrukciou rigidnejšej litosféry pod sialickou kôrou. Transportná tektonická plocha je súčasťou strižnej tektoniky nad perifériou diapíru, smer transportu je od diapíru.

V prípade lineárnych symetrických elevácií pláštá, predisponovaných starou eleváciou, sa tvar nového diapíru tejto elevácii prispôsobuje. Od roztekajúceho sa vrcholu vzniká trakcia litosféry so simatickou kôrou pod orogénnu kôru (obr. 9). Príkladom je ohnisková seizmická zóna upadajúca od Jalty smerom na Z pod Krym. Ťažšia moesijská simatická kôra sa podsúvala pod okrajové deformujúce sa depresie (Predbalkán) — E. BONČEV (1978). Proces mohol byť sprevádzaný i neogénnym rozťahnutím kôry nad vrcholom pláštá, v moesijsko-pontidnej oblasti ešte pred eventuálnym kolapsom. Smer tektonického transportu je k depresii — k diapíru.

Pohyby v horúcom plášti spolu s prepadaním jeho vrcholu viedli ku klesaniu v kôre s rovnakým efektom, aký sa prisudzuje kolapsu.

11. Vznik diapírov sa kladie do oblastí kríženia predalpínskych lineamentov. V Egejskom mori napr. taká evidencia existuje, v ostatných prípadoch kríženie lineamentov nie je možné väčšinou rekonštruovať. Názor A. R. CRAWFORDA (1977) o styku hypotetických lineamentov pod transylvánskou panvou ako jediného centra vnútrokarpatského diapirizmu je treba odmietnuť ako úplne nedoložený (obr. 1 a príl. 1). Významnejšou predispozíciou diapirizmu je simatická kôra na už prv existujúcej elevácii plášťa. Simatická kôra je látkove priepustnejšia pre hlbinnú aktivitu, elevácie plášťa s menším napätím ako v okolíto plášti sa stávajú miestom výstupu horúcich hornín. Pozdĺžne rozštiepanie čela dosky považujeme pre vznik diapírov za extrémne hypotetické.

12. Pri propagovanej paleogénnej kolízii dosiek v mediteránnej oblasti by astenosféra spolu s horúcim plášťom mala byť stlačená pod dosky. Vývoj vulkanizmu okolo moesijsko-pontickej kôry svedčí však o plášťovej aktivite ešte pred kolíziou. Diferencované a nesúvislé pole a rozťahnutie litosféry nesleduje hypotetickú konvergenciu dosiek, preto tento model zjednodušujúci geologickú skutočnosť neakceptujeme. Svedčí proti nemu i rozdielny stupeň vývoja panví. Depresie s mladou hlbinnou aktivitou sú v menej pokročilom štádiu vývoja na rozdiel od depresí s doznievajúcou alebo ukončenou hlbinnou aktivitou. Medzi vývojovými stupňami sú prechody, takže zaradenie jednotlivých panví do vývojového radu nie je jednoznačné.

## Záver

Geologické a geofyzikálne údaje ukazujú na diferencovaný vývoj kôry v alpínsky mobilnej Európe. Hlavný dôraz kladieme na rôzne typy kôry podmieňujúce gravitačnú nestabilitu a rozdielne režimy vývoja. Celkový trend je akrcia novej kontinentálnej kôry, a to i v úsekoch deštrukcie staršej kontinentálnej kôry na okrajoch platformy a sialických nukleov.

1. Pod neogénnymi nemorskými aorskými panvami je kôra buď prevažne simatická, pôvodne azda oceánska alebo kôra kontinentálna, ale heterogénna (s úsekmi simatickej kôry). Z teórií o vzniku oceánskej kôry bazifikáciou alebo rozťahnutím v riftoch preferujeme pre študovanú oblasť bazifikáciu ako novotvar, ostatnú simatickú kôru považujeme za slabo sializovanú alebo nesializovanú a nekonsolidovaný restit pôvodnej oceánskej kôry. Ofiolity v okolitej kontinentálnej kôre, charakter podložia a predneogénny vývoj panví sú toho jedným z dôkazov.

2. Vývoj kontinentálnej kôry sa sústredil najprv do prekambrijských až archaicých nukleov, ktoré vo fanerozoiku narastali pásmovite alebo oblúkovite. Pre Východné a Južné Karpaty predpokladáme od konca prekambria sialický oblúk s transylvánskou panvou vnútrooblúkového a moesijskou panvou zaoblúkového typu vo vzťahu k prekambrijskému a moesijskou panvou zaoblúkového typu vo vzťahu k prekambrijskému euroázijskému kontinentu. Moesijská panva priamo nadväzovala na simatický okraj platformy a na okrajové ensimatické ponto-kaspické more. Reliktom je simatická kôra moesijsko-pontickej, juhokaspickej a perikas-

pickej depresie v osovej časti bazifikovaná asi už mezozoickým plášťovým diapírom veľkých rozmerov. V tejto oblasti neoidnej sializácie začala v okrajových depresiách už koncom mezozoika intenzívna subsidencia.

3. Vo vnútrokarpatskej, dinaridnej a mediteránnej oblasti sa vyskytujú mnohé oblúkové orogény s početnými, ale menšími medzihorskými panvami s vyšším tepelným tokom a členitejším vrchným plášťom v porovnaní s predtým spomenutou oblasťou. Sializácia začala v paleozoiku a k jej obnoveniu došlo prevažne až v neogéne, s trvaním až do recentnej doby. Rýchla subsidencia začala v okrajových depresiách v miocéne, v centrálnych častiach koncom miocénu. Paleogénna deštrukcia je indikovaná z egejskej oblasti. Vysoká termálna aktivita v západnom Turecku možno indikuje budúcu deštrukciu tejto časti kôry.

4. Početné oválne a kruhové megaštruktúry s orogénnymi oblúkmi pripomínajú štruktúry iných planét s sú pravdepodobne odrazom raného protokrustálneho štádia. V sializácii je trend od prevahy granitického zloženia magmatizmu do konca paleozoika k neoidnému, prevažne dioritickému zloženiu.

5. Vznik panví bol podmienený diapírom horúceho plášťa v úsekoch simatickej kôry, využívajúceho priaznivé napätie a mobilitu kôry pre deformačné a látkové premeny v kôre. S plášťovou eleváciou sú spojené periférne strižné zóny okolo panví a vznik okrajových depresií.

6. Vnútna dynamika v diapíre v závislosti na jeho symetrickom tvare vedie k rozťahnutiu kôry nad vrcholom, naopak ku klesaniu a až k čiastkovým subdukciám vťahujúcim okolitú kontinentálnu kôru po okraje diapíru (Alboránske more, panónska panva) alebo k podsúvaniu simatickej kôry po svahoch plášťovej elevácie pod okrajové depresie a pod orogénnu kôru (moesijská depresia, Čierne more). Dynamika bola diferencovaná a nie je možné vysvetliť ju jednou subdukujúcou alebo dvoma konvergujúcimi kolíznymi doskami. Čiastkové Benioffove plochy oddeľujú klesajúci rigidný plášť od horúceho stúpajúceho plášťa (Tyrrhénske a Egejské more) s rozdielnym poľom napätia v kôre.

Klesanie panví nad diapírom je umožnené i ponáraním kôry do horúceho plášťa (klesanie s vulkanizmom). Kolapsový efekt nie je univerzálnym fenoménom pre rýchlu subsidenciu.

Režim vývoja panví závisel na veku, type, heterogenite, stupni porušenia, konsolidácii, hrúbke kôry a veľkosti diapíru. Panvy sú v rôznom štádiu vývoja a hĺbnej aktivity v závislosti na viac sialickej alebo viac simatickej kôre, prípadne na viac alebo menej bazifikovanej kôre. Ensialické depresie sú vplyvom väčšej rigidnosti kôry v mladšom štádiu vývoja, ensimatické v pokročilejšom štádiu vývoja. Vývojový rad viac ensialický od mladšieho štádia začína takto: Sicílsky prieliv — Egejské more — Alboránske a Baleárske more — panónska panva — transylvánska panva — perikaspická depresia. V tomto rade pribúda pod panvami simatická kôra smerom k pokročilejšiemu štádiu vývoja. Ensimatický rad tvoria: Tyrrhénske more — Iónske more — Čierne more — juhokaspická depresia — moesijská depresia. Každá z panví má znaky, ktorými inklinuje k druhému typu a vývojovému radu, napr. stupňom oceanizácie. Heterogenita je však špecifikom mediteránnej a k nej príhľadnej pevninovej oblasti.

## Literatúra

- BELJAJEVSKIJ, N. A. 1974: Zemná kora v predelach teritorii SSSR. Moskva, Nedra, 1—280.
- BEMMELEN, R. W. van 1973: Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (Testcase II: The Alps in central Europe. Tectonophysics, 18 1—2, Amsterdam, 33—79.
- BIJU-DUVAL, B. et al. 1974: Geology of the Mediterranean Sea basins. In: C. A. Burk and C. L. Drake eds., The Geology of continental margins, Springer Verl., New York, 695—723.
- BIRKENMAJER, K. 1976: Carpathian orogene and plate tectonics. Publ. Inst. geophys. Pol. Acad. Sci., A-2 (101), Warszawa, 43—53.
- BOCCALETTI, M. et al. 1976: The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. Tectonophysics, 35, Amsterdam, 45—69.
- BONČEV, E. 1974: Sredinni masivi, centralni masivi i platformi v Balkanskija poluostrov. Izvest. na geol. inst., ser. geotektonika, XXIII, Sofia, 5—35.
- BONČEV, E. 1978: Geotectonic position of the Balkanides. Geol. balcan., 8, 1, Sofia, 23—40.
- BONČEV, E. 1979: Strandža v strukturnoj modeli Balkanskogo poluostrova. Geol. balcan., 9, 2, Sofia, 3—28.
- BRINKMANN, R. 1974: Geologic relation between Black Sea and Anatolia. In: The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology, Degens E. T. and Ross D. A. eds. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., No. 20, 63—76.
- BULANŽE, Ju. D. et al. 1975: Zemná kora i istorija Černomorskoj vpadiny. Moskva, Nauka, 1—358.
- BUZEK, P. J. 1978: Zur Entwicklung von Riftsystemen im Früstadium (Hebung — Spaltung — Vulkanismus — Spreading) am Beispiel der Afar Senke. Geol. Rdsch., 67, 2, Stuttgart, 576—597.
- CAIRE, A. 1973: The Calabro-Sicilian arc. In: K. A. de Yong and R. Scholten eds., Gravity and tectonics, J. Wiley and sons, New York—London—Sydney—Toronto, 157—173.
- CONSTANTINESCU, L.—CORNEA, I.—LAZARESCU, 1973: Seismo-tectonic cross section of the Romanian territory. Proc. semin. seismotectonic maps of the Balcan reg. Skopje 1973, UNESCO. Skopje.
- CRAWFORD, A. R. 1977: Danubian deviations and mantle diapirism: a possible origin of the Carpathian arc. Geol. Mag., 114, 2, London, 115—125.
- ČECH, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbinej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. Západné Kárpáty, sér. geológia 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—147.
- ČECH, F.—ZEMAN, J. 1980: Relation of fuel deposits to the deep structure and development of the Pannonian basin. Mineralia slov., 12, 5, Bratislava, 385—407.
- ČECH, F.—ZEMAN, J. 1982: Development of block structure in the crust below the Pannonian basin. Geol. Rdsch., 71, 2, Stuttgart, 641—656.
- ČERMÁK, V. 1980: Mapa tepelného toku v Evropě: poznámky k její interpretaci, odvozené mapy hlubinných teplot, tepelného toku na rozhraní kůra-plášť a mapa tloušťky litosféry. Sbor. referátů 7. konf. geofyziků, sekce S 6, Gottwaldov.
- ČERMÁK, V.—RYBACH, L. 1979: Terrestrial heat flow in Europe. Springer Verl., Heidelberg, 1—328.
- DANK, V.—BODZAY, I. 1970: Potencialnyje zapasy uglevodorodov Vengrii na fone geostoričeskogo razvitiya jeho teritorii. Budapest, 1—33.
- DEWEY, J. F. et al. 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137—3180.
- DRAKOPOULOS, J. C. 1976: On the completeness of macroseismic data. Proceed. semin on seismic zoning maps, Skopje 1975, vol. I, Skopje, 132—156.
- FYTIKAS, M. et al. 1980: Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean region. Ann. Geol. Pays Hellén., 30/1, Athènes, 106—129.
- GALANOPOULOS, A. G.—EKONOMIDES, A. 1975: On the ability of deformation at various levels of the Earth's crust and upper mantle in the area of Greece. Ann. Geol. Pays Hellén., 26, Athènes, 402—409.
- GIUSCÁ, D. et al. 1969: Sequence of tectomagmatic Prealpine cycles of the territory of Romania. Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, Budapest, 221—234.
- GZOVSKIJ, M. V. 1960: Modelirovanije tektoničeskich processov. — Problemy tektonofiziki, Gosgeoltechizdat, Moskva, 315—344.
- HORVÁTH, F.—ROYDEN, L. H. 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. Earth evolution sciences, 3—4, 307—316.

- HORVÁTH, F.—BERCKHEMER, H.—STEGENA, L. 1981: Models of Mediterranean back-arc basin formation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-300, London, 383—402.
- HOVORKA, D. 1981: Aktuálne problémy výskumu vulkanických komplexov. In: Š. Bajanič—D. Hovorka eds., *Paleovulkanizmus Západných Karpát*, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 9—18.
- HSÜ, K. J. 1977: Tectonic evolution of Mediterranean basins. In: *The ocean basins and margins* (A. N. M. Nairn et al. eds.), Vol. 4A, *The Eastern Mediterranean*. Plenum. Press. New York and London, 29—75.
- CHAIN, V. E.—LEONOV, Ju. G. 1975: Carte tectonique de l'Europe et de regions avoisinantes 1:10 000 000, GUGK pri Sovjete ministrov SSSR, Moskva.
- JANTSKY, B. 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paleozoischen untergrundes im pannonischen Becken. *Nova Acta leopold.*, 45, 224, Halle, 303—334.
- KÁRNÍK, V. 1973: Scheme of earthquake provinces. *Proc. semin. seismotectonic map of the Balkan region*. App. Maps. Unesco, Skopje.
- KOKKINAKIS, A. 1980: Zum Faltenbau des Symvolongebirges und des Gebietes von Kavala (Griechisch.—Ostmakedonien). *Ann. Geol. Pays Hellén.*, 30/1, Athènes, 398—420.
- KRÁUTNER, H. C.—SAVU, H. 1978: Prekambrian of Romania. *Materials to IGCP Proj. 22: Precambrian in younger fold belts*. Prague, 5—38.
- LEMOINE, M. 1978: *Geological atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas*. Elsevier, Amsterdam — Oxford, — New York, 1—584.
- LORT, J. M. 1977: Geophysics of the Mediterranean Sea basins. In: *The ocean basins and margins* (A. N. M. Nairn et al. eds.), Vol. 4A, *The Eastern Mediterranean*. Plenum. Press. New York and London, 151—213.
- MAHEL, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, sér. geológia 4*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.
- MOSSAKOVSKIJ, A. A. 1970: O vjerechnje paleozoiskom vulkaničeskom pojase Evropy i Azii. *Geotektonika*, 4, Moskva, 65—77.
- MURATOV, M. V. 1970: Čechol osnovanija sredinnych massivov i jeho rof v strojeniji geosinklinafnych skladčatych sistem. *Problemy teoret. i regional. tektoniki* (K 60. let A. L. Janšina), Nauka, Moskva, 152—166.
- NAIRN, N. E.—KANES, V. H.—STEHLI, F. G. 1977: *The ocean basins and margins*. Vol. 4A: *The Eastern Mediterranean*. Plenum. Press. New York and London, 1—503.
- RAMBERG, H. 1973: Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique. In: K. A. De Yong—R. Scholten eds., *Gravity and tectonics*, J. Wiley and sons, New York, London, Sydney, Toronto, 49—66.
- REZANOV, I. A. 1977: Mechanizm obrazovanija vpadin bajkaľskogo tipa. In: *Rol riftogeneza v geologičeskoj istorii Zemli*, Nauka, Novosibirsk, 85—89.
- ROYDEN L. H.—HORVÁTH, F.—BURCHFIEL, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian basin (in press).
- SALEMINK, J. 1980: On the Geology and Petrology of Seriphos island/Cyclades, Greece). *Ann. Geol. Pays Hellén.*, 30/1, Athènes, 342—365.
- SEMENOVÍČ, V. V.—NAMESTNIKOV, Ju. G. 1981: *Neftegazonosnyje bassejny socialističeskich stran Evropy i respubliki Kuba*. SEV, Sekret. Moskva, 1—400.
- SCHUILING, R. D. 1973: Active role of continents in tectonic evolution — geothermal models. In: K. A. De Yong—R. Scholten eds.: *Gravity and tectonics*, J. Wiley and sons, New York, London, Sydney, Toronto, 35—47.
- SOLLOGUB, V. B. et al. 1980: *Struktura zemnoj kory v Centraľnoj i Vostočnoj Evrope na osnove geofizičeskich issledovanij*. Naukova Dumka, Kiev, 1—206.
- STEGENA, L.—GÉCZY, B.—HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 26, Amsterdam, 71—90.
- STILLE, H. 1953: *Der geotektonische Werdegang der Karpaten*. *Geol. Jahrb. Beih.* 8, Hannover, 1—239.
- SVIRIDENKO, V. G. 1978: *Novaja gľobal'naja tektonika v priloženiji k Karpato-Pannono-Dinarskomu regionu (kritičeskij obzor)*. *Geotektonika*, 1, Moskva, 94—104.
- TOLLMANN, A. 1978: Plattentektonische Fragen in der Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. Geol. Geol.*, 69 (1976), Wien, 291—351.



- TRUNKÓ, L. 1977: Karpatenbecken und Plattentektonik. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 153, 2, Stuttgart, 218—252.
- VASS, D. 1979: Principles of subdivision an principal types of the West Carpathian molasse basins and depressions. Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 58, Postdam, 155—175.
- VINNIK, L. P.—LUKK, A. A.—LENARTOVICH, E. 1975: Lateral inhomogenities in the uppermost and tectonics of the Pamirs—Hindu Kusch and of the Carpathians. Proc. 14<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974, Berlin, 427—432.
- WEIN, G. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sci. Hungar., 13, Budapest 399—436.
- ZEMAN, J. 1980: Problems of continental crust development in Alpine Europe. Geologický zborník — Geologica Carpath., 31, 4, Bratislava, 457—464.

## Genesis and Dynamics of Intramontane Basins in Alpine Mobile Europe

F. Čech—J. Zeman

### Summary

Geophysical and geological data on Alpine Europe represent information about the differentiated structure and genesis of the crust represented by the sialic and the simatic types with transitions into one another. The genesis is studied in the Alboranean, Balearian, Tyrrhenian, Ionic and Aegeian seas, in the south-Caspian depression, the Peri-Caspian depression, the Pannonian and the Transylvanian basin and the Moesian platform. It is ranged there because of the characters of depressions it shows. The basins are on the thin (Tables 1, 2), weakly consolidated simatic crust and are rimmed with the thick orogenic sialic crust with frequent volcanics. In the crust at the margins of basins are ophiolites — rests of fossil oceanic crust. The intramontane basins are usually oval or circular, with orogenic arcs. The shapes resemblant to surface structures of other planets may possibly copy the early protocrustal sructures.

Evolution of the earth's crust tended to gradual change of the oceanic, later on suboceanic crust to the sialic. Sialization commenced with the formation of sialic nuclei, for example in the Apuseni Mts. and in Southern Carpathians in the Proterozoic time, and in the Rhodopes perhaps at the end of the Archaic. Further accretion of the earth's crust proceeded in the Paleozoic when sialization in the Eastern Alps and West Carpathians commenced. The crust of the Moesian and Transylvanian basins is the restite crust of inner seas of sialic arcs founded in the Precambrian. The East-European platform was rimmed by the simatic crust, forming the basement of Dobrudja, of the Scythian platform and Pontic-Caspian area. In this area (mainly Caucasian), in the Balkan and in the Apuseni Mts. a new stage of areal sialization around nuclei commenced in the Cretaceous and continued with a lower intensity to the Pliocene. In the eastern sector the low heat flow is dominant. In the western areas and in the Mediterranean region, sialization commenced at the end of the Paleogene and is still lasting associated with a high heat flow. Pre-Cretaceous sialization is mostly granitic, the post-Cretaceous is dioritic. Sialization also proceeded in zones of destruction of older continental crust. The Neogene basins are on peripheries confined with deep shear faults and marginal depressions. In the depressions subsidence culminated prior to the beginning of a more rapid subsidence in the centre of depressions (Tables 3, 4). Both phenomena are explained by mantle diapirism associated with formation of faults at marginal depressions.

Subsidence in the centre is associated with the bending of the peak of the diapir or with the sinking of the earth's crust into the hot mantle. We do not regard the cooling and the collapse as the universal causes of rapid subsidence because it proceeded in association with volcanism and a high heat flow and so it is at present (Tables 1, 2).

Our diapir conception is linked with R. W. van BEMMELEN (1973) and with experiments of H. RAMBERG (1973). We admit basification as the process of the earth's crust thickening and of closer

relation forming between their physical properties and the mantle. We reject the models considering distant subduction in explanations of the stretching of lithosphere (F. HORVÁTH et al. 1981, L. H. ROYDEN et al. l. c., a. o.).

We regard subductions, also indicated seismologically by partial arcuate Benioff zones (Tyrrhenian and Aegean seas) as contours of hot conical diapirs on the contact with the cool rigid mantle, descending and undershifting beneath the margins of diapir. Subduction in the mantle also drags the orogenic crust into depths of 40–60 km. Diapir ascending on the tectonic zone causes compression on the surface (e. g. the Hellenic arc in the Aegean sea), spreading, and formation of grabens in the back (northern part of the Aegean sea).

The evolution and dynamic of basin were controlled by age, type, thickness, heterogeneity, degree of tectonization and consolidation of the crust, and by the size of diapir. Larger diapirs developed more quickly than smaller ones. The basins are in different evolutionary stages, controlled by the mantle activity and by variably sialized and basificated crust. Ensialic basins from the younger stage to the more advanced, with the increasing simatic or basificated crust form the following series: the Sicilian strait (circular shelf with central rifts) — Aegean sea — Alboranean and Balearian seas — Pannonian basin — Transylvanian basin — peri-Caspian depression. A series of ensimatic basins in equal evolutionary succession is represented by: the Tyrrhenian sea — Ionic sea — Black sea — South-Caspian depression — Moesian depression.

#### Explanations of the Text-figures

Fig. 1 Mediterranean Elevations of Upper Mantle. 1 — elevations, 2 — peaks of elevations, a) 15–25 km below surface, b) 30 km below surface, 3 — main shear zones, 4 — boundaries of high (h) and low heat flows.

Fig. 2 Geologic Structure of Tyrrhenian Sea. 1 — heat flow isolines in  $\text{mWm}^{-2}$ , 2 — Kabylides and Toscanian ridge, 3 — granitoids, 4 — alcalic-calcic volcanics, 5 — oceanic tholeiites, 6 — nappes and overthrusts, 7 — tectonic transport direction, 8 — Neogene Foredeep, 9 — grabens, 10 — marginal depressions of sea, 11 — inferred deep faults, 12 — troughs. In the upper right corner: approximate shape of Benioff zone. Modified according to A. CAIRE (1973), M. BOCCALETTI et al. (1976) and F. HORVÁTH et al. (1981).

Fig. 3 Tectonic structure of Aegean Sea. 1 — neotectonic faults, 2 — seismoactive zones with shallow focuses  $M = 5$ , 3 — geologically evident faults, mostly neotectonic, 4 — focus depth isolines with  $M = 7$  for years 1901–1970, 5 — focuses at depth 180 km, 6 — focuses at depth 100–150 km, 7 — focuses at depth less than 100 km. Modified according to J. C. DRAKOPOULOS (1976) and V. KARNÍK (1973).

Fig. 4 — Main Lineaments and Marginal Depressions of Pannonian Basin. 1 — elevations with Pre-Neogene complexes, 2 — Paleogene Buda basin, 3 — marginal depressions, 4 — highly mobile segments inside the basin with Neogene-Quaternary sediments more than 2 km thick, 5 — deep faults. Modified according to M. BOCCALETTI et al. (1976), D. VASS (1979), F. ČECH—J. ZEMAN (1982).

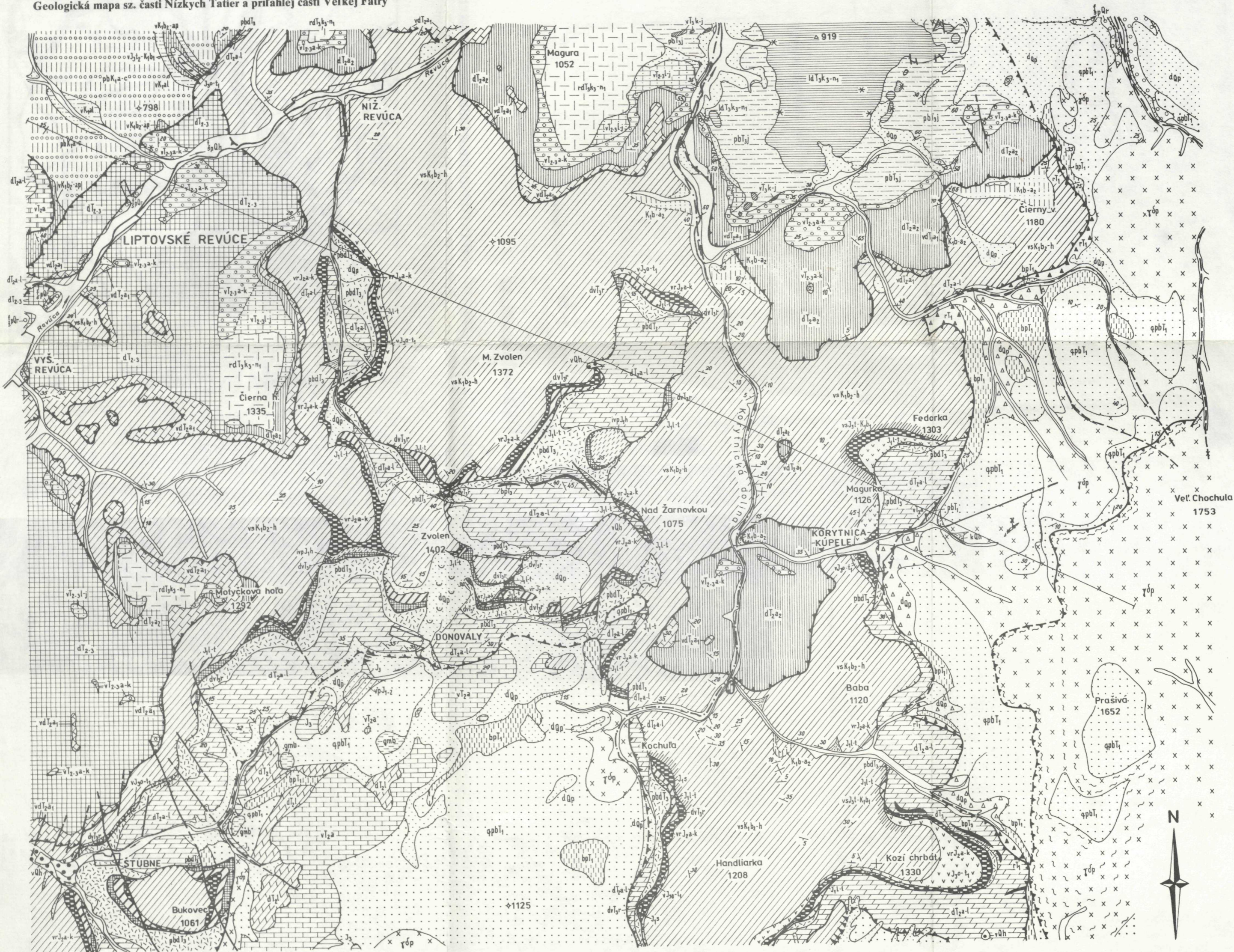
Fig. 5 Tectonic Structure of Transylvanian Basin. 1 — pre-Neogene complexes, 2 — basement surface isohypses in m, 3 — faults, 4 — overthrusts. Modified according to Tectonic map of Rumania (1970) and V. V. SEMENOVÍČ—Ju. G. NAMESTNIKOV (1981).

Fig. 6 Moesian Platform — Depression and Its Division. 1 — marginal depressions, 2 — significant tectonic units.

Fig. 7 Black-Sea Basin and Division of its Margins. 1 — isolines of minimal heat flow, 2 — marginal depressions, 3 — inner massif and Scythian platform, 4 — area without granite layer, 5 — faults. Modified according to J. D. BOULANGER et al. (1975).

463/25





- |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |      |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|------|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |      |
| 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |      |
| 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 * |

**KVARTÉR** — 1. fluviaľné sedimenty: štrky, zahľinené piesky riečnych nív — holocén; 2 — pramenné vápence (travertíny) — holocén; 3 — deluviaľné sedimenty: sutinové kužele — holocén; 4 — deluviaľné sedimenty: hľinito-kamenité sedimenty — nečlenený pleistocén; 5 — deluviaľné sedimenty: hľinito-kamenité sedimenty s blokmi kryštalinika — nečlenený pleistocén; 6 — zahľinené piesčité štrky terás — pleistocén (ris) **MEZOZOIKUM** — Chočský príkrov (Bielaovážska skupina) — 7 — ramsauské dolomity a hlavný dolomit, nerozčlenené — stredný-vrchný trias; 8 — hlavný dolomit: a) masívny b) vrstevnatý — vrchný karn (tuval) — spodný norik; 9 — lunszké vrstvy — jul; 10 — korytnické vápence — ?kordevol-spodný jul; 11 — raminské vápence — ladin-spodný jul; 12 — reiflinské vápence — vrchný anis-ladin-kordevol; 13 — ramsauské dolomity — vrchný anis; 14 — gutensteinské vápence a dolomity — spodný anis; **Križňanský príkrov** (Zliechovská skupina) — 15 — slienité bridlice, vápence s vložkami piesčitých vápencov — barém-stredný alb; 16 — slienité vápence a slieň — vyšší berias-vrchný apt; 17 — kalpionelové vápence — vyšší titón-spodný berias; 18 — aptychové a sakokómové vápence — oxford-kimeridž — spodný titón; 19 — kremité rádiolárieové vápence a rádiolarity — álen-kelovej; 20 — pestré kalové vápence — lotaring-toark; 21 — cynofytové vápence — spodný sinemúr; 22 — kopienické súvrstvie („grestenské vrstvy“) — hetanz; 23 — kössenské vrstvy — réť; 24 — karpaský keuper — nór; 25 — hlavný dolomit — tuval; 26 — lunszké vrstvy — jul; 27 — ramsauské dolomity — anis-ladin; 28 — gutensteinské

vápence a dolomity — anis; Šiprunská skupina — 29 — drobové pieskovce s vložkami slienitých bridlic — alb-cenoman-sp. turón; 30 — piesčité organodetrické vápence s rohovcami a vložkami bridlic — spodný alb; 31 — formácia vápencov Lučivnej pri Párnici — vyšší berias-vrchný apt; 32 — kalpionelové vápence — vyšší titón-spodný berias; 33 — pestré hľuznaté vápence — oxford-kimeridž-spodný titón; **Donovalská skupina** — 34 — biele, žltkasté, ružové piesčité hrubolavicovité vápence — malm; 35 — piesčito-krinoidové vápence, oolitické vápence, pieskovce, pestré krinoidové vápence — lias-doger; 36 — ramsauské dolomity — ladin; 37 — gutensteinské vápence — anis; 38 — kavernózne buncenaté vápence (rauľaky) — spodný trias; 39 — pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami dolomitov a evaporitov — spodný trias; 40 — lúžňanské súvrstvie — spodný trias; **PALEOZOIKUM** — granitoidy — 41 — pegmatity, aplity v kryštáľických bridliciach a granitoidoch; 42 — biotitické dvojsľudné granodiority s ružovým K-živcom — prašivský typ; kryštáľické bridlice — 43 — biotitické, muskoviticko-biotitické pararuly alebo migmatizované; **Všeobecné vysvetľivky** — 44 — hranice hornín: zistené, predpokladané; 45 — presunové línie: zistené, predpokladané; 46 — presunové línie druhého radu vo vnútri príkrovu: zistené, predpokladané; 47 — zlomy: zistené, predpokladané; 48 — erózne hrany terás; 49 — blokové zosuny; 50 — mylonitizované zóny; 51 — horizontálne uloženie vrstiev, smer a sklon vrstiev; 52 — nálezy skamenelín.

Fig. 8 Models of Formation of Pannonian Basin by Subduction of Lithospheric Plates. a) according to L. STEGENA et al. (1975), b) according to L. H. ROYDEN et al. (1982), 1 — state in Miocene, 2 — state in Pliocene-Quaternary, 3 — direction of crustal subduction below Transylvanian Basin.

Fig. 9 Models of Mantle Diapirs and their Dynamic. 1 — basification (closer relations between physical properties and mantle), 2 — simatic crust, 3 — anatexis 4 — cold mantle, 5 — hot mantle, 6 — surface of asthenosphere, 7 — tension stress, 8 — shear stress, 9 — subsidence a — stress in symmetric diapir, od — marginal depressions, os — syncline around diapir, b — spreading of diapir peak into fan-like shape, c — dynamic model of lithosphere of the Alboranean sea (modified according to M. LEMOINE (1978), d — stress in asymmetric diapir, e — dynamic model of lithosphere of Tyrrhenian sea, f — stress and dynamic in linear diapir (Moesian — Pontic depression).

### Explanations of Illustrations

Fig. 1 Crust Thickness and Main Deep Faults of Intramontane Neogene Basins in Alpine Mobile Europe. 1 — contours of continental basins, 2 — crust without indications of granite layer 3 — crust thickness isolines, 4 — Sicily-Sahara shelf, 5 — deep faults, 6 — main overthrust zones, 7 — grabens. Faults: PP — Peripieninian F. (with Peceneaga line in SE part), I — Insubric F.; PA — Periadriatic F. A — North-Anatolian F., B — Balaton F., Z — Záhreb-Kulcsa F., S — Számos F., D — Dráva F., M — Muresh F., SA — Sava F. Compiled according to map by V. E. CHAIN—Ju. G. LEONOV, and according to authors presented in Tables 1 and 2.

Fig. 2 Magmatites of Alpine Mobile Europe. 1 — Hercynian granitoids, 2 — acid, intermediary and basic neovolcanics (without symbols for Tertiary-Quaternary age), 3 — intrusive and effusive basic rocks (and plateau-basalts), 4 — ultrabasic rocks (ophiolites) — mostly Jurassic; Paleozoic in Ural. Different age of magmatites: P — pre-Cambrian, M—Mesozoic, K—Cenozoic to Quaternary; 5 — ophiolite belts, 6 — belts and nuclei of sialization, 7 — archaic — Lower-Proterozoic nuclei of East-European platform. Nuclei: 1 — Corsica-Sardinia, 2 — Alpine, 2a — West-Carpathian, 3 — South-Carpathian, 4 — Serbian-Macedonian (mostly zonal silization), 5 — Rhodopean, 6 — Pelagonian, 7 — Menderian, 8 — East-Anatolian, 9 — Caucasian, 10 — Armenian, 11 — Zagorie (3, 4, 5, 6, 7 — Precambrian, 1, 2, 2a — Hercynian, 8, 9, 10, 11 — Mesocenozoic). Compiled according to the map of V. E. CHAIN—Ju. G. LEONOV (1979) and J. D. BOULANGER et al. (1975).

Fig. 3 Types and Genesis of Crust. Continental crust: 1 — sialic, 2 — simatic. Oceanic crust: 3 — absent (basified?) granite layer, 4 — hypothetic fossil crust, 5 — recent crust. Sialization (accretion of continental crust): 6 — Precambrian nucleus, 7 — Paleozoic nucleus, 8 — zonal sialization (island-arc type) without symbol for Paleozoic age, P — Precambrian; 9 — zonal sialization Meso-Cenozoic (M — only Mesozoic). Destruction of continental crust: 10 — pre-Mesozoic, 11 — Tertiary-Quaternary heat flow, 14 — presumable direction of displacement of crustal types, 15 — B — crustal basification, R — restite simatic (formerly oceanic?) crust.



Ján Harčár—Zoltán Schmidt

## Geológia spraší Hronskej pahorkatiny

(32 obrázkov v texte, 4 prílohy, anglické resumé)

**Abstract.** Loesses and loessy sediments belong among most significant Quaternary sediments of lowland areas. The sediments are indicative of the character of Quaternary-geologic evolution of the areas. The sediments and soils form stratigraphic horizons indicative of climatic changes during their formation. They are valuable for the content of malacofauna, representative of stratigraphy and character of depositional environment. The authors present complex geologic, lithologic and paleoecologic characteristic of the area of the Hronská pahorkatina Upland in the Podunajská nížina lowland.

### Úvod

Eolické sedimenty v študovanom území majú medzi kvartérnymi sedimentmi dominantné postavenie nielen v plošnom rozšírení, ale aj v hrúbkach. Sú to najmä spraše a sprašové zeminy, ktoré pokrývajú prevažnú časť územia Hronskej pahorkatiny. Naproti tomu eolické piesky sú v podradnom zastúpení, rozšírené väčšinou iba v južnejších častiach Hronskej pahorkatiny.

Hneď v úvode treba hádam pripomenúť, že územie, ktorým sa v predloženej práci zaoberáme, nezodpovedá podľa najnovšieho geomorfologického členenia Slovenska (E. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1980) celej Hronskej pahorkatine. Z Hronskej pahorkatiny sú na našom území zastúpené jej nasledovné časti: Bešianska pahorkatina, Strekovské terasy a Chrbát, čiastočne Hurbanovské terasy. Terasové územie Žitavy zaraďujú uvedení autori do Bešianskej pahorkatiny ako jej morfológickú súčasť (nižší stupeň pahorkatiny) a samostatne vyčleňujú iba dnovú časť doliny Žitavy — žitavskú nivu. Vzhľadom na zaužívané a dlho tradované vyčleňovanie Hronskej pahorkatiny a doliny Žitavy v kvartérnogeologickej literatúre pridržíme sa čiastočne aj starého členenia.

Chápanie pojmu spraš prekonalo v minulosti dlhú cestu často rozporných, diametrálne sa líšiacich názorov. Od pôvodne úzko vymedzeného (podotýkam správneho) pojmu spraš (loess, less, löss) zahrňujúceho iba sediment vzniknutý eolickým transportom a sedimentáciou s následnými, preň špecifickými, fyzikálno-chemickými pochodmi nazvanými všeobecne zosprašenie (obfossovanije, loessifi-

cation), došlo neskôr k rozšíreniu používania termínu spraš pre širokú škálu zemín, ktoré majú iba niektoré znaky pravých spraší (V. LOZEK 1973), ale genéza ktorých je veľmi rôznorodá (deluviálne, fluviálne, močiarne, atď.). Z toho dôvodu sa neskôr zaviedol pre sedimenty podobné sprašiam termín sprašovitá hlina, sprašovitá zemina a pod.

Pochopiteľne, problém genézy spraší je aj dnes, najmä v technických vedných disciplínach, chápaný veľmi voľne. Na druhej strane zasa aj v samotných „sprašových“ oblastiach nachádzame celú škálu sedimentov blízkyh niektorými vlastnosťami eolickým (pravým) sprašiam. Pozícia „sprašoidných“ zemín má nielen zonálny charakter, ale striedanie pravých spraší so sprašovitými zeminami je takmer zákonité aj vo vertikálnom smere v sprašových profiloch. Tam totiž bežne nachádzame okrem spraší „pravých“ spraše odvápnenej (prachovice — V. LOZEK 1973), spraše premiestnenej (soliflukciou, splachom) — deluviálne. Táto diferenciacia sprašových sérií zreteľne odráža klimatické zmeny v čase, avšak na rovnakom priestore. Naproti tomu dnes známa zonalita spraší v horizontálnom smere je odrazom rozdielneho charakteru klímy v priestore, ale v rovnakom čase. Pochopiteľne zonalita, či už vertikálna alebo horizontálna, je odrazená nielen v samotných mechanických a fyzikálnochemických vlastnostiach spraší, ale aj v charaktere fosílnych pedokomplexov v nich zachovaných, v charaktere malakofauny a pod.

Význam štúdiá spraší spočíva v dvoch základných rovinách. Po prvé — je to rovina teoretická. Spraše predstavujú popri fluviálnych a iných sedimentoch najvýznamnejší kvartérny sediment. Ich vznik a vývoj je priamo závislý na zmenách klímy počas pleistocénu, preto sú na mnohých miestach kľúčovým sedimentom pre štúdium poznania zákonitosti vývoja našej planéty počas kvartéru. Po druhé — spraše pokrývajú obrovské plochy zemského povrchu, najmä oblasti nížin a kotlín, kde je maximálne sústredená činnosť človeka v širokom zmysle slova. Na sprašiach je sústredená najintenzívnejšia poľnohospodárska aktivita, najmä pre vysoko kvalitné pôdy na nich vyvinuté. Z toho aspektu je dnes ich národohospodársky význam, najmä z hľadiska výživy ľudstva, výnimočný. To všetko len zdôrazňuje význam štúdiá spraší v širokom zmysle slova pre poznanie podmienok ich vzniku a vývoja, a tým aj celého kvartéru.

### Zhodnotenie doterajších poznatkov

Ako už bolo spomenuté v úvode, spraše pokrývajú podstatnú časť nami študovaného územia. V minulosti im však nebola venovaná zodpovedajúca pozornosť, aj keď ich kvartérno-geologický význam je všeobecne známy.

Zo starších prác sú sporadické zmienky o sprašiach v prácach H. HORUSITZKÉHO (1900, 1902) v kontexte s ostatnými kvartérnymi sedimentmi. Podobný charakter majú aj práce A. KÉZA (1934, 1939), zamerané najmä na fluviálne sedimenty. Spraši a eolických sedimentov sa priamo dotýkajú práce E. TIMKA (1900, 1901). O veľkom plošnom rozšírení spraší a ich značnej hrúbke sa zmieňuje L. IVAN (1947). Eolické piesky opisuje Š. JANSÁK (1950). Prvou prácou zaoberajúcou sa komplexne výskumom spraší na Hronskej pahorkatine je správa L. ŠLAHORA (1952). Autor tu veľmi



podrobne na základe terénneho výskumu a laboratórneho spracovania litológie charakterizuje spraše, ich vlastnosti, genézu a stratigrafiu. O močiarnych sprašiach sa po prvýkrát zmieňujú H. HORUSITZKY (1903) a M. LUKNIŠ—Š. BUČKO (1953). Na základe malakofauny správne predpokladajú, že boli sedimentované vo vlhkom prostredí. Na základe ich pozície a charakteru malakofauny ich zaraďujú do mladších fáz mladého pleistocénu.

Systematický výskum kvartéru územia Slovenska začal na Geologickom ústave D. Štúra na oddelení kvartéru. V rámci regionálneho výskumu kvartéru Podunajskej nížiny boli komplexne spolu s ostatnými sedimentmi spracované spraše Hronskej pahorkatiny a doliny Žitavy (J. HARČAR 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1969, 1971a, b, 1974, 1977). Na riešení genézy a stratigrafie spraší predmetného územia sa podieľal Z. SCHMIDT (1967, 1968, 1970, 1978). V práci z r. 1978 menovaný autor komplexne zhodnotil kvartérne sedimenty Hronskej pahorkatiny a doliny Žitavy po stránke malakofaunistickej. Prispel k celkovému riešeniu genézy a stratigrafie spraší, charakteru prostredia, v ktorom prebiehala sedimentácia spraší, resp. tvorba fosílnych pôd. Pri riešení otázok zdroja a pôvodu spraší, ich litológie a v neposlednom rade aj veku prispela práca D. MINAŘIKOVEJ (1969). Pri riešení genézy a stratigrafie spraší prispeli aj práce I. VAŠKOVSKÉHO (1971, 1972) zo susedných území. Litológiou a genézou spraší doliny Dunaja sa zaoberajú J. HRAŠKO—D. MINAŘIKOVÁ—J. ŠAJGALÍK (1968). Mnoho správ a elaborátov, ktoré majú skôr dokumentačný význam, pochádza od viacerých autorov zaoberajúcich sa výskumom neogénu (Z. PRIECHODSKÁ, E. BRESTENSKÁ, J. HROMEC, atď.).

### **Stručná geomorfologická a kvartérnogeologická charakteristika územia**

Predmetné územie sa rozkladá vo východnej časti Podunajskej nížiny. Po geomorfologickej stránke patrí do Hronskej pahorkatiny. Hronská pahorkatina predstavuje vyšší stupeň Podunajskej nížiny s reliéfom mierne až stredne zvlneným. Absolútne výšky sa pohybujú okolo 150—250 m, v južných častiach klesajú až na 120—130 m, v severných častiach a v centrálnej časti pahorkatiny stúpajú až na 270—280 m n. m. Relatívna výšková členitosť (V. MAZÚROVÁ—E. MAZÚR 1965) územia dosahuje v nižších častiach pahorkatiny 30 m, v centrálnych je okolo 100 m. relat. Územie je rozčlenené plytkými úvalinovitými dolinami na sústavu chrbtov a dolín. V oblasti rozšírenia terasových stupňov má územie charakter nízkej pahorkatiny až roviny.

Najnižšie položeným územím je riečna niva Žitavy (žitavská niva), ktorá tvorí západný okraj nami študovaného územia. Podložie kvartéru je budované neogénny-mi sedimentmi tvorenými ílmi, pieskami, pieskovecami, štrkami atď.

Kvartér je zastúpený eolickými, fluviálnymi a deluviálnymi sedimentmi. Menej sú zastúpené organické, organogénne sedimenty a elúviá.

Fluviálne sedimenty sú rozšírené v doline Žitavy a v južných častiach Hronskej pahorkatiny. Boli tu rozlíšené nasledovné terasy (J. HARČAR 1967, 1974, 1981):

1. terasa — je zachovaná v starej doline Žitavy a na plochých chrbtoch v Chrbáte a v území medzi Strekovom a Svodínom. Vekove zodpovedá najstaršiemu pleistocénu (pozri l. c.);

2. terasa je vyvinutá v starej doline Žitavy v nadloží 1. terasy. Je zaradená do starého pleistocénu;

3. terasa je zachovaná v celej doline Žitavy a v starej doline Žitavy. Má dobre zachovanú akumuláciu, v nadloží ktorej je vyvinutá interglaciálna fosílna pôda. Terasa je zaradená do mladšieho obdobia starého pleistocénu (mindelu);

4. terasa je zachovaná nesúvisle v celej doline Žitavy a v starej doline Žitavy. Je zaraďovaná (l. c.) do stredného pleistocénu;

5. terasa je útržkovite zachovaná po oboch stranách Žitavy. V južných častiach zasahuje hlbokým zálivom do starej doliny Žitavy (smerom k Pribete), odkiaľ sa stáča na západ k Bajču a odtiaľ pokračuje jv. smerom k Hurbanovu a Chotínu, kde sa spája s terasovým systémom Dunaja. Je zaraďovaná do mladého pleistocénu. Najmladšou fluviálnou akumuláciou je dnová výplň Žitavy a jej väčších prítokov tvoriacich riečne nivy. Vekove zodpovedá najmladšej fáze kvartéru — holocénu.

Významné miesto v území zaberajú delúviá, rozšírené v celom území, najmä v dolných časiach miernych svahov. Ich litologický charakter je priamo závislý od okolitých sedimentov, hrúbka kolíše v závislosti od podložného reliéfu.

Pri vývoji územia má popri procesoch exogénnych, formujúcich dané územie od vrchného pliocénu podnes, dôležité miesto mladá zlomová tektonika. Jej účinkom došlo k významným zásahom do vývoja územia, najmä pri formovaní riečnej siete, hlavne v doline Žitavy.

Pôsobením súboru exogénnych procesov počas kvartéru, vyvolaných klimatickými osciláciami a ovplyvňovaných neotektonickými pohybmi, bol vytvorený dnešný reliéf územia s kvartérnymi sedimentmi v ňom zachovanými.

### **Všeobecná charakteristika spraší a sprašovitých sedimentov**

Spraše sú najcharakteristickejším kvartérnym sedimentom v našom území. V ich rozšírení a hrúbke možno pozorovať určitú zákonitosť, sledovateľnú najmä v území Hronskej pahorkatiny. Táto zákonitosť sa odráža v charaktere reliéfu podložia spraší. Je to v prvom rade expozícia svahov a veľkosť ich sklonu. Najnázornejšie túto závislosť vidíme na geologickej mape. Spraše pokrývajú takmer výlučne miernejšie svahy exponované k juhu, juhovýchodu a východu. Naproti tomu na strmších svahoch exponovaných k severu, severozápadu až západu a juhozápadu spraše väčšinou chýbajú, prípadne nedosahujú väčšie hrúbky a plošné rozšírenie. Podobne aj povrchy chrbtov sú väčšinou bez sprašového pokrovu. Táto závislosť sedimentácie spraší od reliéfu podložia sa najvýraznejšie prejavuje v južnejších častiach Hronskej pahorkatiny, v oblastiach s pravouhlým usporiadaním dolinnej siete, ale najmä v území južne od Strekova a Svodína v priestore rozšírenia 1. terasy. Táto pôvodne súvislá úroveň bola počas pleistocénu chránená od severu svahom, siahajúcim zo 170—180 m výšky povrchu terasy až do výšky 230—270 m n. m. vo vrcholovej časti pahorkatiny. Predpokladáme, že v tejto časti územia boli najpriaznivejšie podmienky pre plynulú sedimentáciu spraší počas pleistocénu, k čomu prispieva i vyrovnaný povrch územia terasy, iba mierne uklonený k juhu. To spôsobilo, že spraše nepodľahli po svojom uložení rozrušeniu a odnosu (J. HARCÁR 1971a, b).



toch v podloží fosílnych pôd. Mladšie spraše obsahujú konkrécie s veľkosťou 1—3 cm, ale napr. v staropleistocénnych sprašiach sa nachádzajú konkrécie s veľkosťou 10—25 cm.

### Sprašové hliny (prachovice)

Oproti eolickým sprašiam nedosahujú také plošné rozšírenie, ani hrúbku. Areál ich rozšírenia je prevažne v severnejších častiach Hronskej pahorkatiny, ale sú časté aj v južnejších častiach, kde tvoria polohy v eolických sprašiach (sprašových komplexoch).

Najcharakteristickejším znakom je u nich chýbanie karbonátov. Iba zriedkavo sa miestami nachádzajú veľmi drobné konkrécie  $\text{CaCO}_3$  o  $\varnothing$  1—3 mm. Časté sú, najmä v spodnejších polohách brôčky FeMn a zrníčka kremeňa. Prevláda farba svetlohnedá až hnedá, často so sivými a zelenosivými škvrnami.

Sprašové hliny sú podobne ako eolické spraše väčšinou masívne, rozpukané pozdĺž vertikálnych puklín. Miestami možno v najvrchnejších a bazálnych častiach profilov pozorovať náznaky zvrstvenia.

Charakteristickým znakom je tiež neprítomnosť malakofauny. Celkove sú viacej uľahnuté ako spraše, menej pórovité.

### Sprašovité sedimenty

Pod tento pojem sme zahrnuli všetky „zeminy“, ktoré majú odlišnú genézu od „pravých spraší eolických“. Tieto sedimenty majú niektoré znaky alebo súbor znakov blízkych eolickým sprašiam, avšak ich genéza je rôznorodá, resp. sú produktom sekundárnej premeny eolických spraší, kedy dochádza buď k zmene ich fyzikálno-chemických, alebo fyzikálno-mechanických vlastností.

### Sprašovité sedimenty deluviálne (premiestnené)

Majú pomerne značné plošné rozšírenie na území Hronskej pahorkatiny. Nachádzame ich najmä v dolných častiach strání. Ich pozícia je buď vo vnútri sprašových profilov, kde ležia obyčajne v nadloží fosílnych pôd, alebo tvoria samostatné pokrovy. Od spraší sa líšia najmä výrazným zvrstvením a prítomnosťou cudzieho materiálu. Môžu ním byť polohy rozrušených fosílnych pôd alebo materiál z podložia. Ten tvorí ílovité alebo piesčité vrstvičky a šošovky. Miestami je v nich zachovaná hojná malakofauna, ktorá je však často porušená. Z charakteru zvrstvenia možno usudzovať, že pri ich vzniku sa v hlavnej miere uplatňovali svahové procesy — splach, resp. soliflukcia.

Zvrstvenie je vždy rovnobežné so sklonom stránne. Sú obyčajne tmavších farieb, najmä ak sú premiešané rozvlečenými pôdami. Sú uľahnutejšie, menej pórovité. Obsah karbonátov je značne premenlivý.

## *Sprašovité sedimenty močiarné*

Majú plošné rozšírenie malé. Nachádzajú sa prevažne v južnej časti územia, kde sú uložené na fluviálnych sedimentoch nízkej terasy Žitavy, najmä v priestore medzi Dvormi n/Žitavou a Bohatou. Podobne ako spraše sú vápnite, často so zvýšeným obsahom karbonátov. Farba je svetlohnedá, svetložltá, na mnohých miestach až svetložltobiela. Ich textúra je veľmi rôznorodá. Obyčajne v bazálnych častiach sú vrstevnaté, s vrstvičkami a šošovkami riečnych pieskov, vyššie sú masívne, bez náznakov zvrstvenia, prípadne vrstevnatosť naznačuje jemné laminovanie a rozpad v horizontálnom smere. Smerom hore prechádzajú pozvoľne do spraší, v ktorých sú časté polohy viatych pieskov.

Charakteristickým znakom sprašovitých sedimentov močiarnych je pomerne hojná malakofauna s druhmi výrazne vlhkomilnými, ktorá jasne svedčí o ich sedimentácii vo vlhkom až vodnom prostredí.

Výrazným prvkom v sprašových komplexoch sú fosílné pôdy. Ich štúdium má podstatný význam najmä pri riešení otázok stratigrafie spraší a podmienok ich vzniku. Dnes sú všeobecne považované za najspofahlivejšie stratigrafické horizonty. Žiaľ, ich výskyt a zachovanie sú značne nestále, menia sa rýchlo ako v horizontálnom, tak aj vo vertikálnom smere, v závislosti od celkových úložných pomerov sprašových komplexov. Úložné pomery, najmä sklonitosť svahov, na ktorých fosílné pôdy vznikali, sú jedným z najdôležitejších faktorov ich zachovania. Fosílné (aj recentné) pôdy veľmi ľahko podliehajú erózii, najmä splachu, ronou a soliflukcii. Preto sa nám zachovali iba v miestach, kde tieto procesy boli do značnej miery spomalené alebo úplne obmedzené. Z našich pozorovaní vyplýva, že najlepšie vyvinuté sprašové komplexy s dobre zachovanými pôdami sa nachádzajú v prvej polovici dolnej časti svahu. Predpokladáme, že v hornej časti prevláda erózia, v dolnej naopak dominuje akumulácia.

### **Analytická časť**

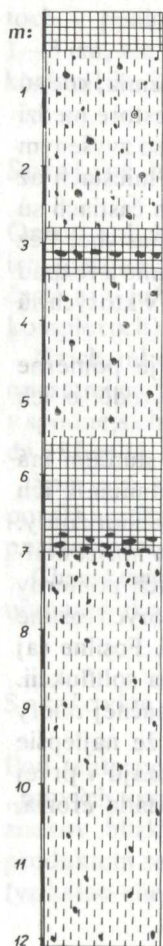
Pre bližšie poznanie litológie, genézy a stratigrafie spraší v študovanom území sme vybrali niekoľko najvýznamnejších profilov. V nich je v podstate podaná charakteristika spraší z celého územia. Pochopiteľne, pri konečnom hodnotení boli vzaté do úvahy analytické výsledky zo všetkých sprašových profilov nachádzajúcich sa v predmetnom území (J. HARČAR 1967, 1974, Z. SCHMIDT 1978).

#### **Profil 1 — Divá (obr. 1)**

Nachádza sa v južnej časti Hronskej pahorkatiny na ľavej strane doliny Paríža.

#### **Základná charakteristika**

Hrúbka sprašového komplexu dosahuje 10—12 m, v podloží vystupujú pontské íly pestrých farieb. V profile vystupujú tri sprašové polohy, navzájom oddelené



- |            |   |
|------------|---|
| 0,00— 0,50 | hlina sivohnedá, drobná   |
| 0,50— 2,80 | spraš vo vrchnej časti svetložltosivá, vybielená, dospudu svetložltá, pórovitá, s vertikálnymi puklinami, s ojedinelými konkréciami CaCO <sub>3</sub> a s obsahom malakofauny |
| 2,80— 3,40 | spraš svetlohnedá, zahlinená, slabo vápnitá, s obsahom úlomkov uhľíkov (fos. pôda)  |
| 3,40— 5,50 | spraš svetlohnedá, s vertikálnymi puklinami, pórovitá s ojedinelými schránkami malakofauny  |
| 5,50— 6,80 | hlina hnedá až hrdzavohnedá, škvrnitá so svetlohnedými až špinavobielymi škvrnami, silno uhlá, nepravidelne rozpukaná   |
| 6,80— 7,00 | horizont tvorený nadložnou hlinou a veľkými konkréciami a polohami CaCO <sub>3</sub>  |
| 7,00—12,10 | spraš svetložltá, prachovopiesčitá, uhlá, s konkréciami CaCO <sub>3</sub> , sfudnatá  |

dvoma fosílnymi pôdami. Vrchný horizont spraši s recentnou pôdou nevykazuje v zrnitostnom zložení podstatné rozdiely. Výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (56,15—73,20 %). Značné rozdiely však pozorujeme v obsahu karbonátov. V recentnej pôde takmer chýbajú, avšak v bazálnej časti ich obsah stúpa až na 33,90 %. Obsah humusu je značne vysoký, dosahuje vyše 3 %, v podložných sprašoch klesá pod 1 %.

Vrchná fosílna pôda má znaky slabého zahlinenia. V zrnitostnom zložení pozorujeme zvýšenie piesčitej frakcie. Výrazný rozdiel v ílovitej frakcii (pod 0,002 mm) sa prejavuje v prirodzenej zrnitosti a s použitím dispergátora (Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>). Obsah ílovitej frakcie v prirodzenom stave je 2,80—3,70 %, s dispergátorom 24,0—26,0 %. Spraše v podloží a nadloží dosahujú iba 20,0—21,0 %. Podobne aj humus vykazuje nepatrné zvýšenie oproti podložným aj nadložným sprašiam, hlavne v najvrchnejšej a najspodnejšej časti pôdneho horizontu. Výraznejšia zmena je aj v obsahu karbonátov, kde ich obsah klesá až na 2,5 %.

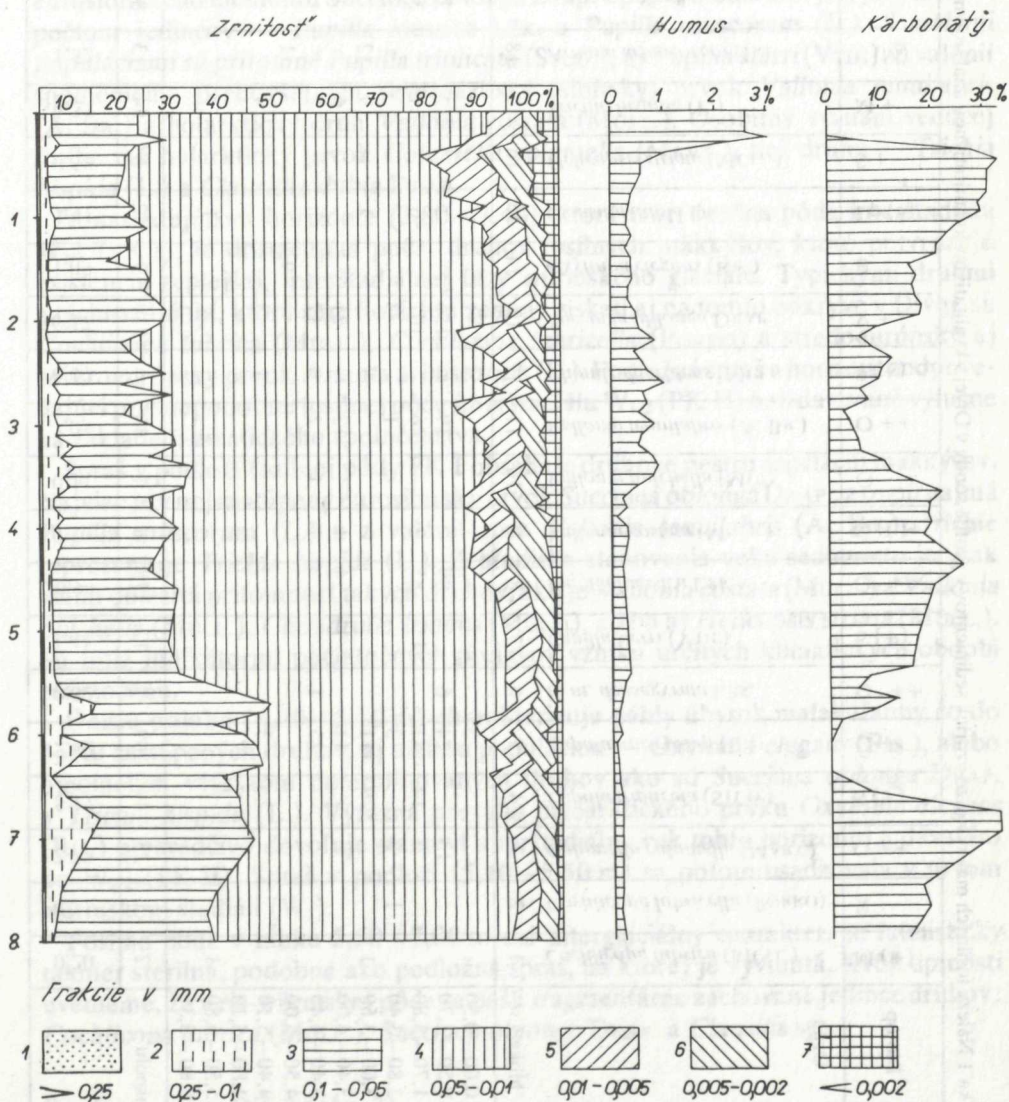
Obr. 1 Profil 1  
— Divá

Podľa celkového charakteru, pozície a porovnania s inými profilmi zodpovedá interštádiálu W<sub>2/3</sub>, teda PK I (v zmysle J. KUKLU—V. LOŽEKA 1961, V. LOŽEKA 1973). Spraše v nadloží zaraďujeme do W<sub>3</sub>. Spraš ležiaca v podloží fosílny pôdy sa po stránke litologickej veľmi podobá vrchnej spraši.

Druhá fosílna pôda sa v zrnitostnom zložení prejavuje pomerne výrazne znížením obsahu frakcie 0,05—0,01 mm až na 45,10 %, pričom sa zvyšuje obsah piesčitej frakcie. Výraznejšie sa tieto rozdiely prejavujú v ílovitej frakcii (pod 0,002 mm), pri použití dispergátora. V prirodzenom stave je obsah ílovitej frakcie veľmi nízky (0,53—4,35 %). Ak použijeme dispergátor, obsah ílovitej frakcie dosahuje 24,90—33,70 %, pričom spraše v nadloží dosahujú maximálne 20,0—21,0 %, v podloží 14,0—17,0 %. Obsah humusu výrazne klesá aj v porovnaní s nadložnými sprašami, maximálne až na 0,7 %. Podobne klesá oproti nadložným aj podložným sprašiam obsah karbonátov, v strednej časti horizontu až pod 1,0 %. V spodnej časti

fosilnej pôdy je výrazný karbonátový horizont, ktorý sa prejavuje vysokým obsahom  $\text{CaCO}_3$  (32,0—32,90 %).

Fosilná pôda má všetky znaky pôd interglaciálneho charakteru typu parahnedozemí. Predpokladáme, že v danom profile, tak ako aj na iných miestach v našom území, ide o bazálnu časť pôdy (B — horizont). Pôda zodpovedá interglaciálu R/W (PK III). Nadložné sprae pri chýbaní fosilnej pôdy  $W_{1/2}$  považujeme za  $W_1$ — $W_2$ .



Obr. 2 Litologická charakteristika profilu 1 — Divá (vysvetlivky zrnitostných frakcií platia pre všetky profily).

Tabuľka 1 Nález fosilných mäkkýšov zo vzoriek sedimentov v profile sondy v Dívej s kvalitatívno-quantitatívnu analýzou malakofauny

Číslo vzorky	hĺbka v m	Biotop		Druh	M(+)	X	O++	S(+)	O+	O*++	S(+)	O*++	O(L)+	O	O++	S(+)	V+	B	Lp(+)	S+	M+	L(M)	Spolu	%	Stratigrafia	
		M(+)	X																							
1	0,00 - 0,50			<i>Cochlicopa lubrica</i> (MULL.)					3								1						4	0,46	H	
2	0,50 - 1,70			<i>Cochlicopa lubricella</i> (PORRO)					24								156						321	37,76	W <sub>3</sub>	
3	1,70 - 3,80			<i>Columella columella</i> (MART.)			13		41								107						311	36,58		
4	2,80 - 3,40		1				8	14	3								3						10	1,17	W <sub>2,3</sub>	
5	3,00 - 3,50	1					2	29	11				2						3			19	77	9,05		
6	3,40 - 4,00							11	11				1				21					6	56	6,58	W <sub>2</sub>	
7	3,40 - 4,40							13	1			4	1	1			17					5	45	5,29		
8	4,50 - 5,00																1	9				2	11	1,29	W <sub>1,2</sub>	
9	4,40 - 5,10							1	3								3					4	12	1,41		
10	4,80 - 5,10																						0	0	W <sub>1</sub>	
11	5,50 - 6,80	1																					2	0,23		R/W
12	6,80 - 8,30																1						1	0,11	R	
	spolu																									
%		0,20	0,11	2,70	5,17	12,82	0,82	1,41	20,94	0,70	0,11	7,05	0,47	36,47	1,05	1,41	0,58	6,35	1,52				850	100 %		



Spraše v podloží majú približne rovnaký zrnitostný charakter ako sprša v nadloží, iba sa mierne znižuje obsah frakcie 0,05—0,01 mm. Okrem toho sú viacej uľahnuté, často v nich možno pozorovať svetlosivé až svetlomodravisivé škvryny.

Po malakozoologickej stránke (tab. 1) profil indikuje hlavne spoločenstvo wümského glaciálu, pretože staršie horizonty sú prakticky sterilné. V spršiach  $W_3$ , v podloží recentnej pôdy s výskytom druhov *Pupilla muscorum* (L.) a *Succinea oblonga* DRAP., je druhove aj početne bohaté spoločenstvo s výraznou prevahou eurosibírskeho elementu *Succinea oblonga* DRAP. a pupíl, medzi ktorými prevláda — počtom jedincov — *Pupilla loessica* LŽK. a *Pupilla muscorum* (L.). S malými populáciami sú prítomné *Pupilla triplicata* (STUD.), aj *Pupilla sterri* (VTH.). Z valónii spomenieme predovšetkým severoázijský (sibírsky) prvok *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) a holarktický druh *Vallonia costata* (MÜLL.). Osobitný význam vedúcej fosílie má holarktický prvok *Columella columella* (MART.), tiež druhy — *Trichia hispida* (L.) a *Clausilia dubia* DRAP.

V nasledujúcom horizonte (2,80—3,40), ktorý tvorí fosílna pôda interštadiálu  $W_{2/3}$  (PK I), je dostačujúci počet druhov fosílnych mäkkýšov, ktoré potvrdzujú existenciu teplejšej, interštadiálnej fázy wümského glaciálu. Typickými druhmi z týchto období, ktoré sme flotáciou zeminy získali aj na tomto odkryve v Divej, sú *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Cochlicopa lubricella* (PORRO) a stredoeurópsky aj severoeurópsky prvok *Arianta arbustorum* (L.). Podložná sprša a horizont zodpovedajúci pravdepodobne fosílnaj pôde interštadiálu  $W_{1/2}$  (PK II) boli datované výlučne na základe faunistického spoločenstva.

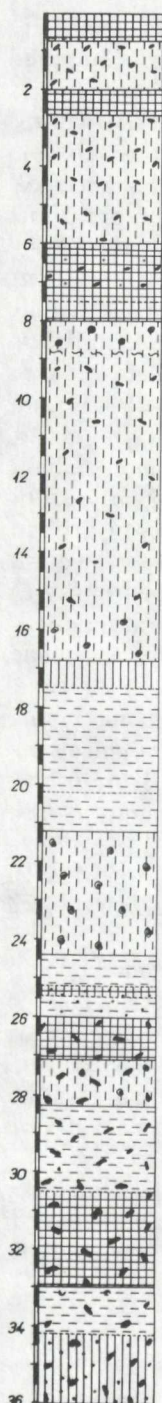
Spraš v podloží fosílnaj pôdy PK I obsahuje druhove pestrú asociáciu mäkkýšov. Najviac je v nej zastúpený eurosibírsky prvok *Succinea oblonga* DRAP., z pupíl najmä *Pupilla muscorum* (L.) a z valónii zasa *Vallonia tenuilabris* (A. BR.); trichie reprezentuje *Trichia hispida* (L.). Z hľadiska stanovenia veku sedimentu je však veľmi dôležitá prítomnosť takých druhov, ako je *Vallonia costata* (MÜLL.) a *Vallonia pulchella* (MÜLL.), *Chondrulla tridens* (MÜLL.), alebo aj *Helicopsis striata* (MÜLL.). Sú totiž indikátormi počiatkových prejavov vzniku určitých klimatických období pleistocénu.

Ďalšiu polohu (4,40—5,10 m) charakterizuje náhly úbytok malakofauny čo do počtu zastúpených druhov, aj nízkou populáciou — *Oxyloma elegans* (RIS.), alebo ojedinelým výskytom determinovaných druhov ako sú *Succinea oblonga* DRAP. a *Trichia hispida* (L.). Výrazná prevaha palearktického prvku *Oxyloma elegans* (RIS.) presvedčivo dovoľuje stanoviť interštadiálny vek tohto horizontu a dávať ho do  $W_{1/2}$  (PK II). Sprša v podloží (5,10—5,50 m) sa potom usadzovala v prvom wümskom štadiáli ( $W_1$ ).

Fosílna pôda v hĺbke 5,50—7,00 m má interglaciálny charakter, je faunisticky takmer sterilná, podobne ako podložná sprša, na ktorej je vyvinutá. Kvôli úplnosti uvedieme, že v ris-wümskej pôde sa našli fragmentárne zachované jedince druhov: *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Succinea oblonga* DRAP. a *Clausilia* sp.

## Profil 2 — vrt DŽ-2 (obr. 3)

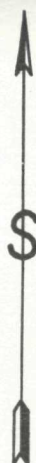
Situovaný je v území severne od Svodína. Jeho analytická charakteristika, ako aj



- 0,00— 0,75 hlina tmavohnedosivá, hrudkovitá  
0,75— 1,00 Spráš svetložltosivá, s ojedinelými konkréciami CaCO<sub>3</sub>  
1,00— 2,00 spráš svetložltá s vápnitými výkvetmi s ojedinelými konkréciami CaCO<sub>3</sub>  
2,00— 2,55 spráš svetlohnedá, slabo zahlinená (fos. pôda)  
2,55— 6,00 spráš svetložltosivá, s drobnými konkr. CaCO<sub>3</sub> s obsahom malakofauny  
6,00— 6,30 spráš svetlohnedá, slabo zahlinená, nevýrazne škvŕnitá (fos. pôda)  
6,30— 7,50 hlina hnedá až hrdzavohnedá so svetlými škvŕnami, s hojným obsahom konkr. CaCO<sub>3</sub> a s brôčkami FeMn (fos. pôda)  
7,50— 8,00 hlina svetlohnedá s tmavými škvŕnami (fos. pôda)  
8,00— 8,50 spráš svetložltosivá s vápnitými výkvetmi s obsahom malakofauny  
8,50— 8,80 spráš svetlohnedá s náznakom slabého premiestnenia  
8,8P—16,80 spráš svetložltosivá miestami s väčšími konkr. CaCO<sub>3</sub> v spodnej časti s obsahom malakofauny  
16,80—17,50 hlina svetlohnedá, nevápnitá  
17,50—20,20 hlina hnedá s odtieňom do červena a ojedinelými konkr. CaCO<sub>3</sub>  
20,20—21,20 hlina hnedá s odtieňom do červena, ílovitá (fos. pôda)  
21,20—21,60 spráš svetložltosivá s hojnými konkr. CaCO<sub>3</sub> s obsahom malakofauny  
21,60—23,60 spráš svetložltá s vápnitými výkvetmi s hojným obsahom malakofauny  
23,60—24,40 spráš svetlohnedá, s nevýraznými vrstvičkami tmavšieho odtieňa  
24,40—24,50 spráš svetlohnedá slabo zahlinená  
24,50—25,50 hlina hnedá nevápnitá, slabo premiestnená (fosilná pôda)  
25,20—25,40 hlina červenkavohnedá s brôčkami FeMn (fos. pôda)  
25,40—26,00 hlina tmavočervenkavohnedá s brôčkami FeMn (fos. pôda)  
26,00—27,10 hlina červená s odtieňom do hnedá s obsahom veľkých konkrécii CaCO<sub>3</sub>, hrudkovitej textúry (fos. pôda)  
27,10—27,90 spráš svetložltá, preplnená veľkými konkréc. CaCO<sub>3</sub> (5—15 cm) s obsahom malakofauny  
27,90—28,00 spráš svetložltohnedá s vápnitými výkvetmi s obsahom malakofauny  
28,00—28,30 sprášovitá hlina svetlohnedá, premiešaná s nadložnou sprášou s obsahom malakofauny  
28,30—30,50 hlina tmavohnedá s odtieňom do červena s konkr. CaCO<sub>3</sub> (fos. pôda)  
30,50—33,00 hlina červená hrudkovitej textúry na báze s veľkými konkr. CaCO<sub>3</sub> (fos. pôda)  
33,00—33,10 spráš svetlohnedá, s vápnitými výkvetmi s konkr. CaCO<sub>3</sub> (5—10 cm), ojedinele úlomky malakofauny  
33,00—34,20 hlina hnedá nevápnitá s konkr. CaCO<sub>3</sub>  
34,20—34,75 hlina hnedá preplnená konkr. CaCO<sub>3</sub> ílovitá, s brôčkami FeMn  
34,75—35,00 hlina hnedá s konkr. CaCO<sub>3</sub> a s brôčkami FeMn  
35,00—36,00 hlina hnedá, ílovitá, preplnená konkr. CaCO<sub>3</sub>, s brôčkami FeMn

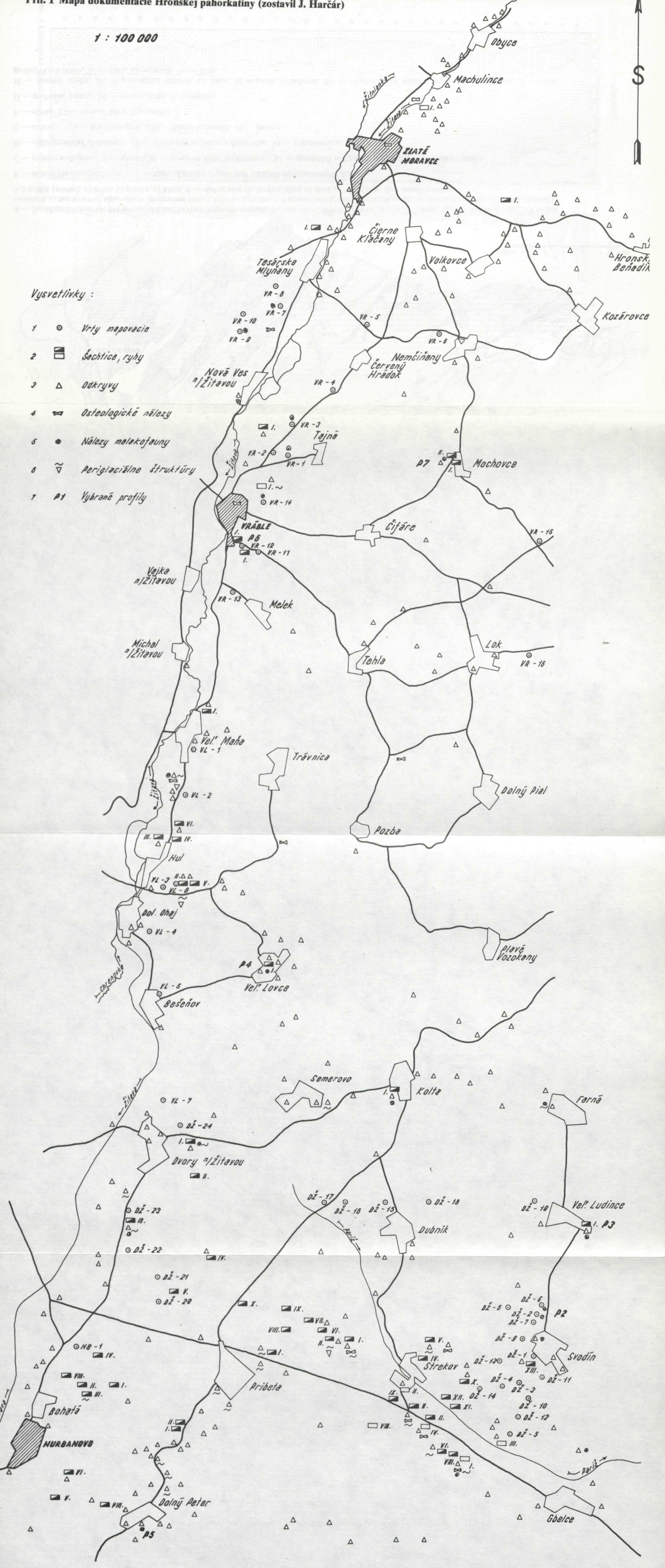
Obr. 3 Profil 2 — vrt DŽ-2

1 : 100 000



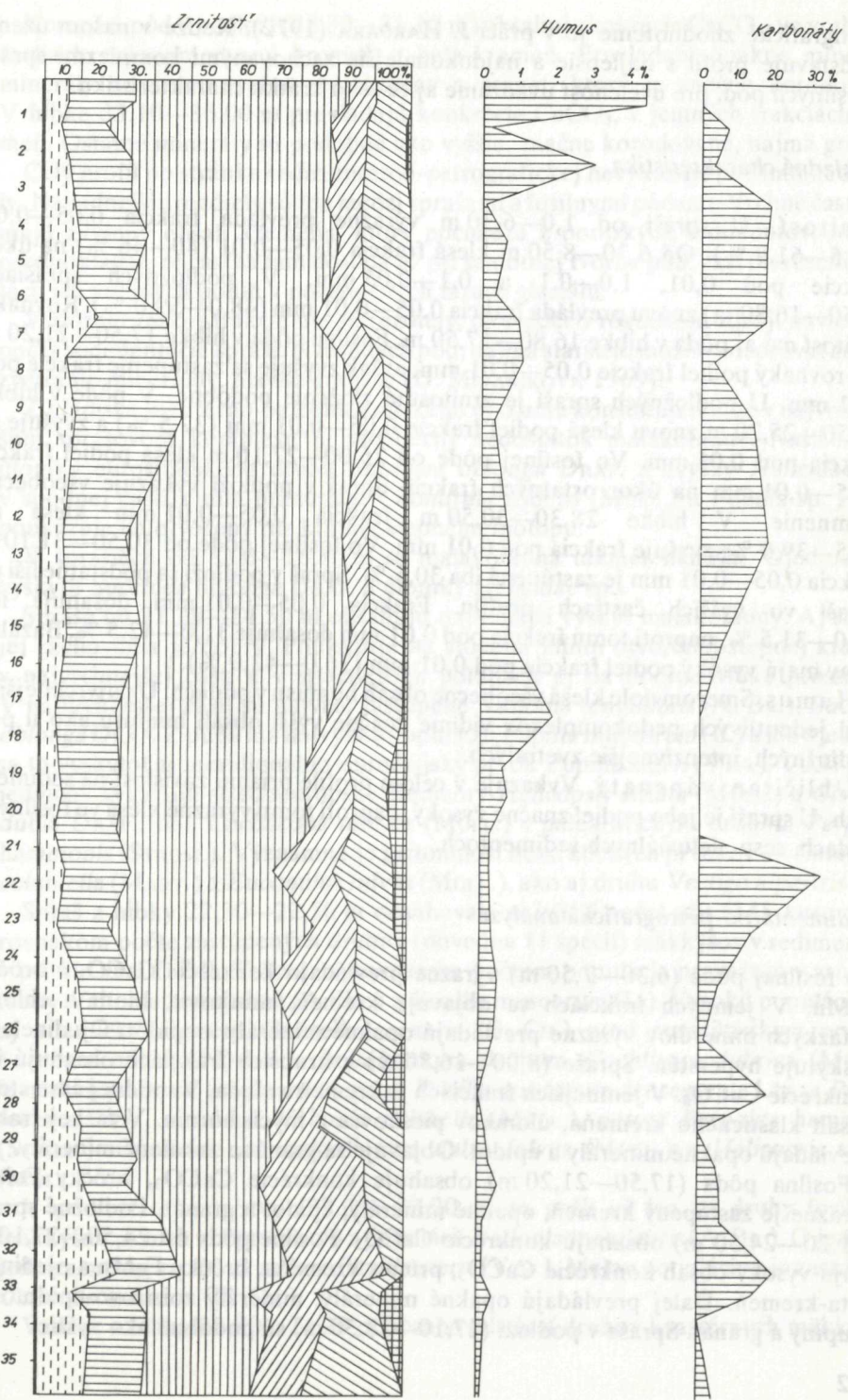
Vysvetlivky :

- 1 ○ Vrtý mapovacie
- 2 ▣ Šachtica, ryhy
- 3 △ Odkryvy
- 4 ☒ Osteologické nález
- 5 ● Nálezy melekofauny
- 6 ~ Periglaciálne štruktúry
- 7 P1 Vybrané profily



1000m 0 1 2 3 4 5 km





Obr. 4 Litologická charakteristika profilu 1 — vrt DŽ-2

stratigrafické zhodnotenie je v práci J. HARCÁRA (1972). Keďže v našom území predstavuje profil s najlepšie a najdokonalejšie zachovanými komplexmi spraší a fosílnych pôd, pre ucelenosť uvádzame aj tu jeho krátku charakteristiku.

### *Základná charakteristika*

**Zrnitosť.** U spraší od 1,0—6,30 m výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 (52,5—61,9 %). Od 6,30—8,50 m klesá frakcia 0,05—0,01 (40—46 %) na úkor frakcie pod 0,01, 1,0—0,1 a 0,1—0,05 mm. V podložných sprašiach (8,50—16,80 m) znovu prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (48,0—59,0 %). Rovnakú zrornosť má aj pôda v hĺbke 16,80—17,50 m. Fosílna pôda v hĺbke 17,50—21,20 m má rovnaký podiel frakcie 0,05—0,01 mm, avšak zvyšuje sa zastúpenie frakcie pod 0,01 mm. U podložných spraší je zrnitosť zložením podobná. V pôde v hĺbke 24,50—25,20 m znovu klesá podiel frakcie 0,05—0,01 mm (37,5 %) a zvyšuje sa frakcia pod 0,01 mm. Vo fosílnnej pôde od 26,00—27,10 m klesá podiel frakcie 0,05—0,01 mm na úkor ostatných frakcií. Spras v podloží vykazuje všeobecne zjemnenie. V hĺbke 28,30—30,50 m frakcia 0,05—0,01 mm klesá na 36,5—39,0 %, zvyšuje frakcia pod 0,01 mm. Vo fosílnnej pôde od 30,50—31,10 m frakcia 0,05—0,01 mm je zastúpená iba 30,5 %. Spras v podloží sa podstatne líši od spraší vo vyšších častiach profilu. Frakcia 0,05—0,01 mm dosahuje iba 30,0—31,5 %, naproti tomu frakcia pod 0,01 mm dosahuje 31,0—42,5 %. Bazálne hliny majú vysoký podiel frakcie pod 0,01 mm (36,0—42,0 %).

**Humus.** Smerom dole klesá všeobecne obsah humusu v pôdach. U najvrchnejších pôd jednotlivých pedokomplexov vidíme značne vyšší obsah humusu ako u pôd podložných, intenzívnejšie zvetralých.

**Uhličitan vápenatý.** Vykazuje v celom profile priamu závislosť na sedimentoch. U spraší je jeho podiel značne vysoký, naproti tomu výrazne klesá vo fosílnych pôdach, resp. deluviálnych sedimentoch.

### *Sedimentárno-petrografická analýza*

Vo fosílnnej pôde (6,30—7,50 m) výrazne prevládajú konkrécie  $\text{CaCO}_3$  a brôčky FeMn. V jemných frakciách sa objavuje kremeň, muskovit, biotit a chlorit. Z ťažkých minerálov výrazne prevládajú opakné minerály a epidot. Ojedinele sa vyskytuje hyperstén. Spras (8,00—16,80 m) v hrubších frakciách obsahujú iba konkrécie  $\text{CaCO}_3$ . V jemnejších frakciách je kremeň a sľuda. V spodnej časti stúpa obsah klastického kremeňa, úlomkov pieskovca a iných hornín. V ťažkej frakcii prevládajú opakné minerály a epidot. Objavuje sa granát a zakalené minerály.

Fosílna pôda (17,50—21,20 m) obsahuje konkrécie  $\text{CaCO}_3$ , brôčky FeMn, výrazne je zastúpený kremeň, opakné minerály, epidot a granát. Podložné spras (21,20—24,50 m) obsahujú konkrécie  $\text{CaCO}_3$ . Fosílnne pôdy od 24,50—27,10 m majú vysoký obsah konkrécie  $\text{CaCO}_3$ , prímies kremeňa, brôčky FeMn a ojedinele beta-kremeň. Ďalej prevládajú opakné minerály, minerály zoizitovo-epidotovej skupiny a granát. Spras v podloží (27,10—28,30 m) sú podobné ako vyššie.

Komplex pôd v podloží (28,30—31,10 m) obsahuje kokrécie  $\text{CaCO}_3$ , vo vrchných častiach poloopracovaný kremeň a beta-kremeň. Prevládajú opakné minerály, minerály zoizitovo-epidotovej skupiny a granát, ktorý je značne korodovaný. V hĺbke 33,10—36,00 m prevládajú kokrécie  $\text{CaCO}_3$ , v jemných frakciách kremeň. Ostatné minerály sú podobné ako vyššie, značne korodované, najmä granát.

Celý profil po stránke sedimentárno-petrografickej nevykazuje podstatné rozdiely. Nápadnejšie rozdiely sú iba medzi sprašami a fosílnymi pôdami. Vrchné časti pôd majú zvýšený obsah kremeňa, ktorý pochádza z pontských sedimentov. Možno predpokladať, že časť sa tam dostala už pri samotnej tvorbe pôd, časť pri resedimentácii ich vrchných polôh v počiatočných fázach glaciálu.

V zložení ťažkej frakcie nie sú rozdiely, čo svedčí o rovnakom zdroji navievania počas sedimentácie spraší. U fosílnych pôd, najmä starších, možno pozorovať značné zvetranie minerálov, hlavne granátu (D. MINAŘIKOVÁ 1969).

Z hľadiska kvartérno-paleontologického výskumu konštatujeme, že v najvrchnejšom sprašovom komplexe je všeobecný nedostatok malakofauny. Našli sa iba úlomky eurosibírskeho druhu *Succinea oblonga* DRAP. a zvyšky *Helicidae* sp.; v spodnej časti k nim pristupuje *Chondrula tridens* (MÜLL.) a *Pupilla* sp. Fauna poukazuje na otvorený ráz krajiny stepného biotopu.

V sprašiach od 8,00—16,80 m sa malakofauna takmer nenašla. Ojedinele sa vyskytli *Succinea oblonga* DRAP. a úlomky *Helicidae* sp.

Spraše od 21,20—24,50 m obsahujú najbohatší výskyt malakofauny. Aj stupeň jej zachovania je dobrý. Poukazuje na studenú klímu otvorenej stepnej krajiny; v najvrchnejšej časti a v spodnejších polohách aj na mierne vlhké prostredie. V najvrchnejšej časti sú najviac zastúpené *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Succinea oblonga* DRAP. Z pupíl má najvyššiu populáciu *Pupilla muscorum* (L.) a iba ojedinele sa tu vyskytol aj meridionálno-euroázijský prvok *Pupilla sterri* (VTH.). Väčší počet jedincov vykazujú stredo európske elementy *Helicopsis striata* (MÜLL.) a *Clausilia dubia* DRAP., tiež *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.) s palearktickým druhom *Perpolita hammonis* (STROM.). Významná je prítomnosť holarktických prvokov — *Columella columella* (MART.) a *Euconulus fulvus* (MÜLL.), ako aj druhu *Vertigo alpestris* ALD.

Spraš z hĺbky 22,30—22,50 m obsahovala najväčší počet ulít (141 kusov), pri rovnakom počte zastúpených druhov (dovedna 11 spécií) mäkkýšov v sedimentoch v profile vrtu DŽ-2. Takmer vyrovnaným počtom populácie prevažujú v asociácii fauny *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) a *Pupilla muscorum* (L.). Vysokú populáciu má aj atlantický element *Catinella arenaria* (B.-CH.) pred eurosibírskeho prvkom *Succinea oblonga* DRAP. a holarktickým druhom *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.). V malom počte sú zastúpené: z pupíl *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. a *Pupilla loessica* Lžk., z valónií *Vallonia pulchella* (MÜLL.), potom *Perpolita hammonis* (STRÖM.). Ojedinele sa vyskytli *Euconulus fulvus* (MÜLL.) a *Helicopsis striata* (MÜLL.).

V podloží tejto vrstvy (23,00—23,20 m) sa našli už len tri druhy fosílnych mäkkýšov. Z nich má prvenstvo v populácii *Vallonia tenuilabris* (A. BR.). O jedného jedinca menej zaostáva za ňou *Pupilla sterri* (VTH.). Malou populáciou je zastúpená *Catinella arenaria* (B.-CH.).

Vzorka z hĺbky 23,80—24,30 m obsahovala šesť druhov kvartérnych mäkkýšov.

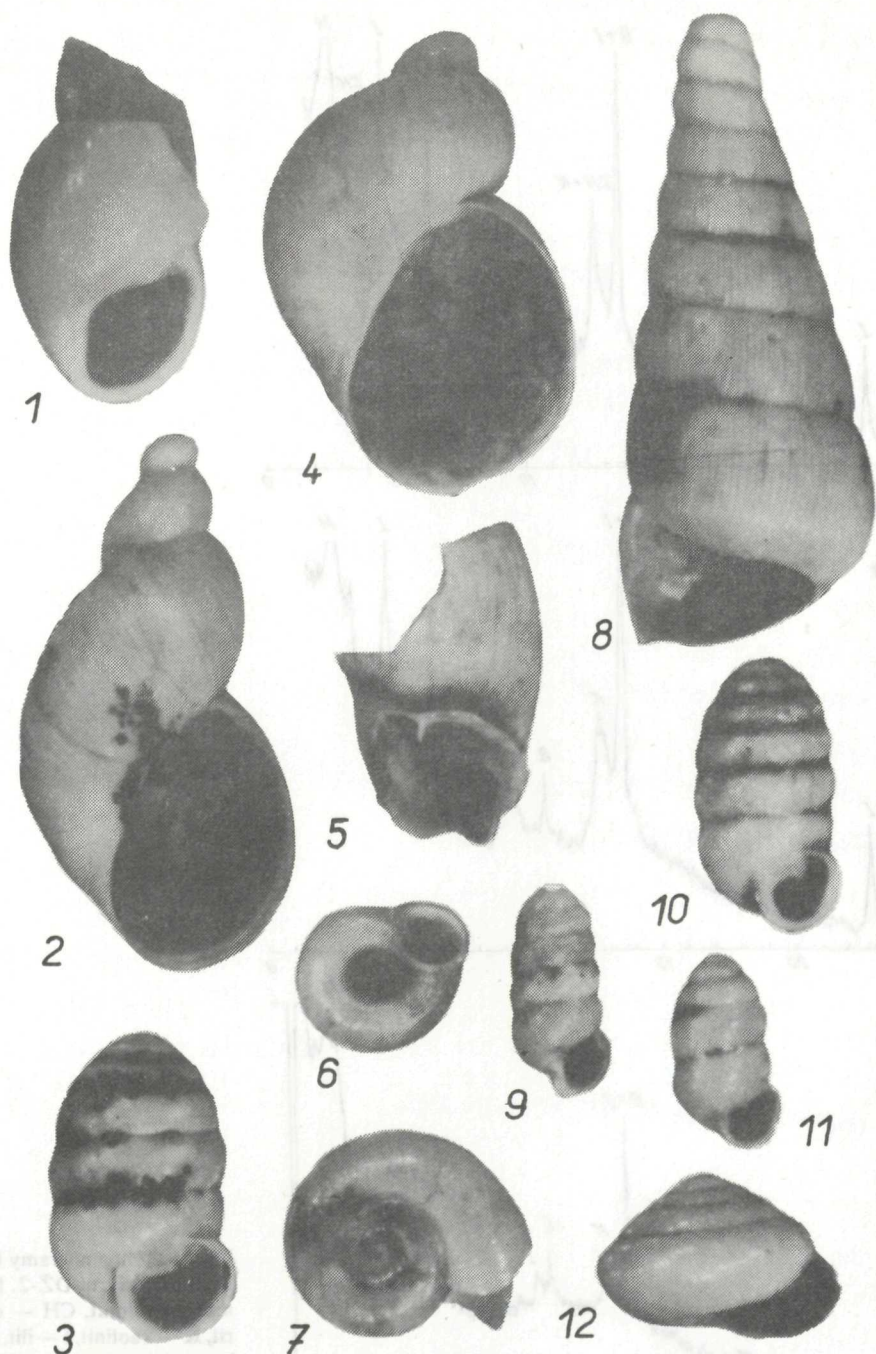
Tabuľka 2 Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v profile 2 (vrt DŽ – 2)

Hĺbka v m	Obsah TM v %	Turmalín	Opakné miner.	Amfibol	Chlorit	Granát	Rutil	Titanit	Apatit	Epidot	Zoizit	Slimanit	Staurolit	Hyperstén	Zakalené miner.	Distég	Zirkón	Biotit
6,60 – 6,70	stopy	—	51,3	3,1	0,8	—	5,8	0,8	1,9	20,1	—	4,2	0,6	0,4	—	—	—	—
9,00 – 9,10	stopy	—	39,6	0,4	0,2	19,8	5,0	—	0,2	19,8	—	0,1	0,2	—	0,4	0,1	—	—
13,30 – 13,40	stopy	—	52,6	2,7	6,3	12,5	1,7	0,3	1,7	15,7	—	0,7	1,0	—	4,1	0,3	—	—
16,30 – 16,40	stopy	0,6	40,8	—	—	20,1	1,3	0,6	1,2	23,8	—	—	0,6	—	6,1	0,6	3,0	1,2
18,40 – 18,50	stopy	—	57,4	1,4	8,7	8,6	1,5	—	1,5	11,0	—	1,0	1,4	—	4,3	0,5	—	1,9
20,20 – 20,30	stopy	0,5	46,4	1,5	5,2	13,9	4,6	—	1,0	17,0	—	—	1,0	—	6,7	0,5	1,0	0,5

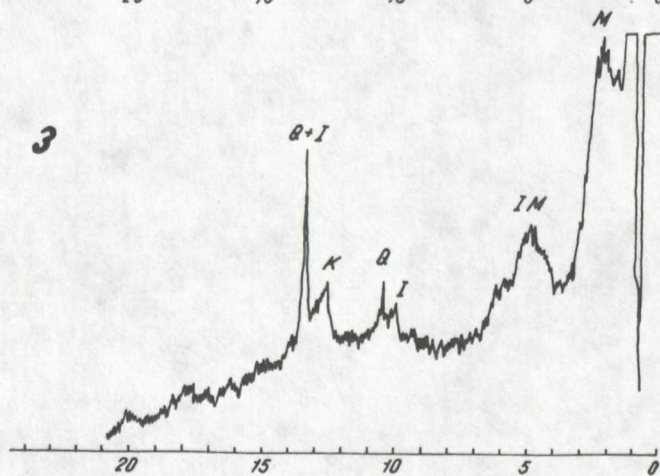
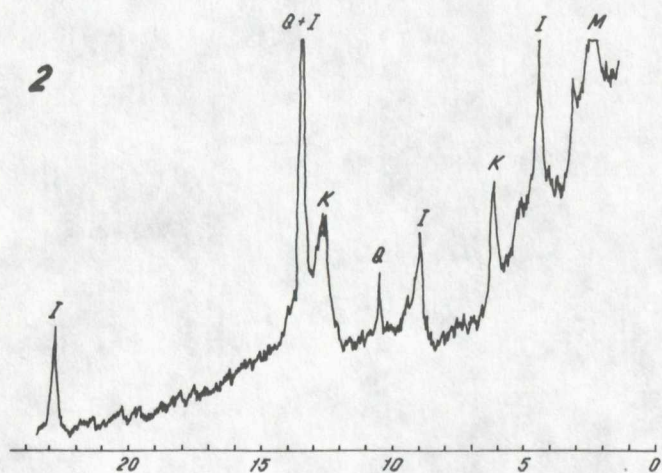
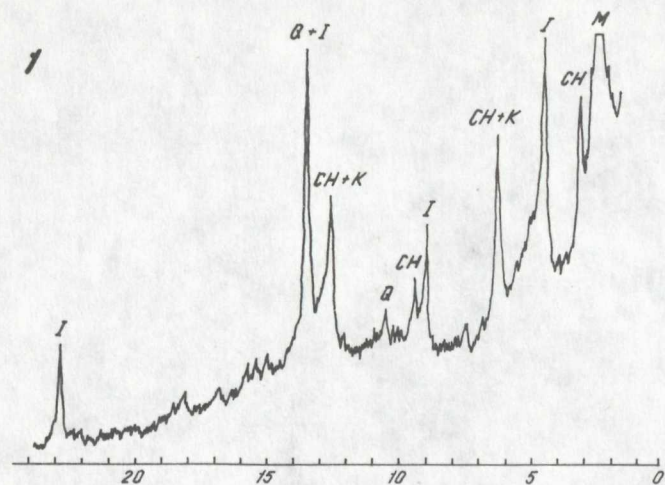
Tabuľka 3 Nálezy fosilných mäkkýšov zo vzoriek sedimentov v profile sondy vrtu DŽ – 2 Svodín s kvalitatívno-quantitatívnu analýzou malakofauny

Číslo vzorky	Druh	Biotop																			DZ-2		Stratigrafia
		M (+)	O ++	Lp	S (+)	O +	O* ++	S +	O* ++	O +	O ++	S (+)	V +	O (+)	M (+)	M (+)	Lp (+)	S +	Spolu	%			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19			
1	1,00 – 1,20													1				1			2	0,42	W <sub>3</sub>
2	2,00 – 2,30																				0	—	
3	3,20 – 3,60									1											4	0,84	W <sub>1/2</sub>
4	5,00 – 5,30												1								3	0,63	
5	6,50 – 6,70																				0	—	
6	8,00 – 8,30													1							2	0,42	R <sub>2</sub>
7	10,30 – 10,60																				0	—	
8	12,20 – 12,60																				0	—	
9	15,10 – 15,30														1						2	0,42	
10	18,20 – 18,40																				0	—	
11	20,20 – 20,40																				0	—	
12	21,50 – 21,70	4	3	2		14		1				21		17		4	3	5		8	82	17,37	
13	22,30 – 22,50	7				41	3				4	44		9		2	1			1	141	29,87	R <sub>1</sub>
14	23,00 – 23,20							51				52			13						116	24,57	
15	23,80 – 24,20				1	7		32				39			7					2	88	18,64	
16	26,50 – 26,70																				0	—	
17	27,20 – 27,80									2				1						2	5	1,05	M
18	27,90 – 28,20				2	17	2							1					1		23	4,87	
19	30,20 – 30,30																				0	—	
20	31,20 – 31,40													1					1		2	0,42	
21	33,00 – 33,30													1							2	0,42	G/M
22	34,00 – 34,20																				0	—	
23	34,60 – 35,00																				0	—	
	spolu	11	3	2	3	79	5	84	5	3	4	156	1	35	44	6	4	5	9	13	472		
	%	2,33	0,63	0,42	0,63	16,73	1,05	17,79	1,05	0,63	0,84	33,05	0,21	7,41	9,32	1,27	0,84	1,05	1,90	2,75		100%	

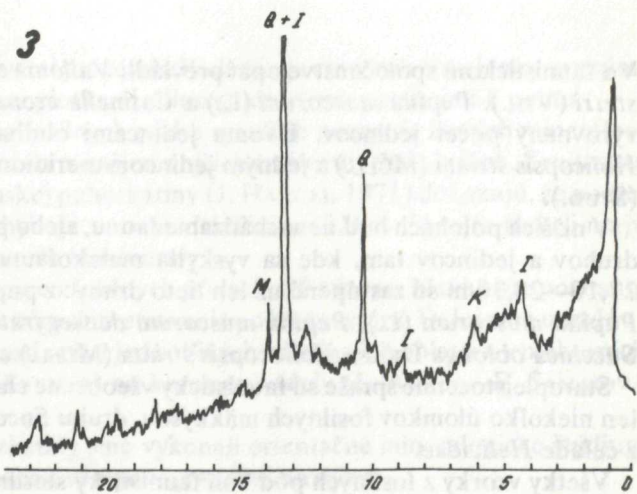
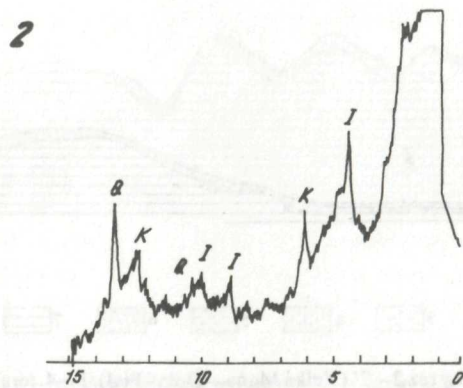
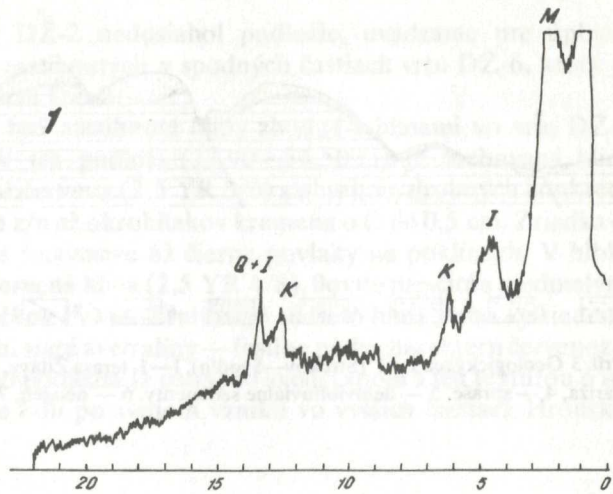




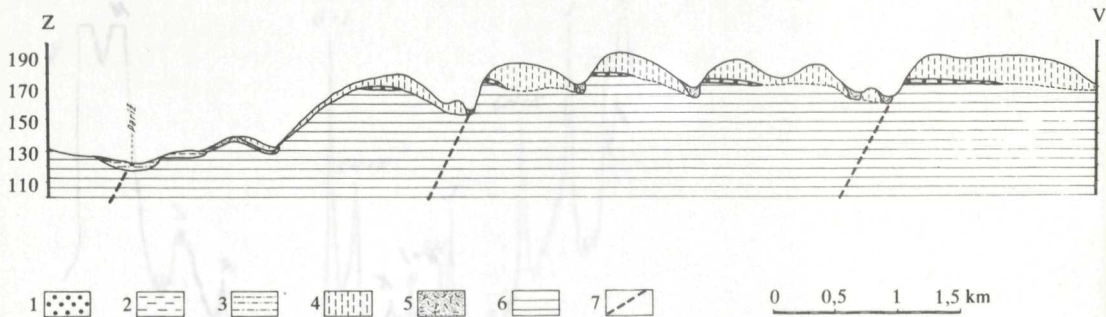
Obr. 5 Malakofauna z vrtu DŽ-2. 1 — *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), 2 — *Succinea oblonga* (DRAP.), 3 — *Pupilla muscorum densegyrata* (LŽK.), 4 — *Catinella arenaria* (B.-CH.), 5 — *Clausilia dubia* (DRAP.), 6 — *Clausilia dubia* (DRAP.), 7 — *Euconulus fulvus* (MÜLL.), 8 — *Perpolita hammonis* (STRÖM.), 9 — *Vallonia pulchella* (MÜLL.), 10 — *Vertigo alpestris* (ALD.), 11 — *Columella columella* (MART.), 12 — *Pupilla sterri* (VTH.).



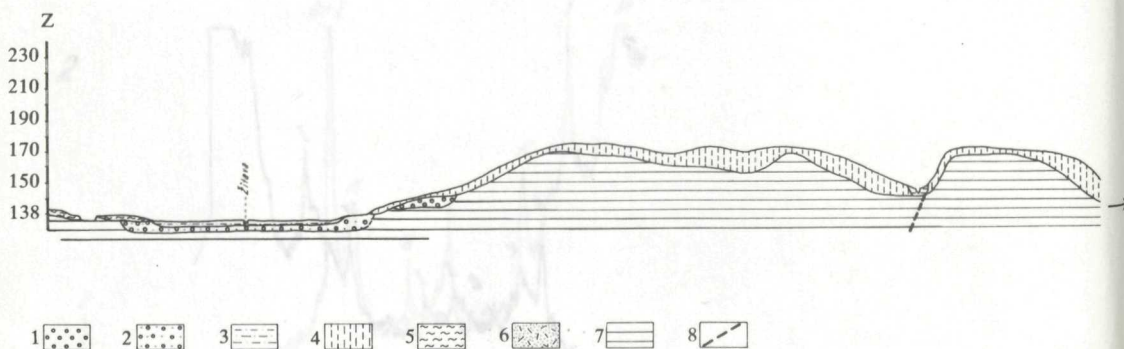
Obr. 6 Röntgenogramy fosilných pôd z vrtu DŽ-2. M — montmorillonit, CH — chlorit, K — kaolinit, I — ilit, Q — kremeň (platí pre všetky röntgenogramy). 1 — fosilná pôda R/W, 2 — fosilná pôda R<sub>1</sub>R<sub>2</sub>, 3 — fosilná pôda M/R.



Obr. 7 Röntgenogramy fosilných pôd z vrtu DŽ-2 a DŽ-6.  
 1 — fosilná pôda M/R (DŽ-6), 2 — fosilná pôda G/M? (DŽ-2) 3 — fosilná pôda bazálna (DŽ-6).



Príl. 3 Geologický rez 1—1' (Strekov—Svodín). 1—1. terasa Žitavy, 2—nízka terasa Paríža, 3—riečna niva Paríža, 4—spraše, 5—delúviofluviálne sedimenty, 6—neogén, 7—zlomy.



Príl. 4 Geologický rez 2—2' (Veľká Maňa—Dolný Píal). 1—4. terasa Žitavy, 2—5. terasa Žitavy, 3—riečne nivy,

Vo faunistickom spoločenstve opäť prevládli *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) a *Pupilla sterri* (VTH.). *Pupilla muscorum* (L.) a *Catinella arenaria* (B.-CH.) majú malý, ale vyrovnaný počet jedincov. Dvoma jedincami obohatila asociáciu malakofauny *Helicopsis striata* (MÜLL.) a jedným jedincom meridionálny prvok *Pupilla triplicata* (STUD.).

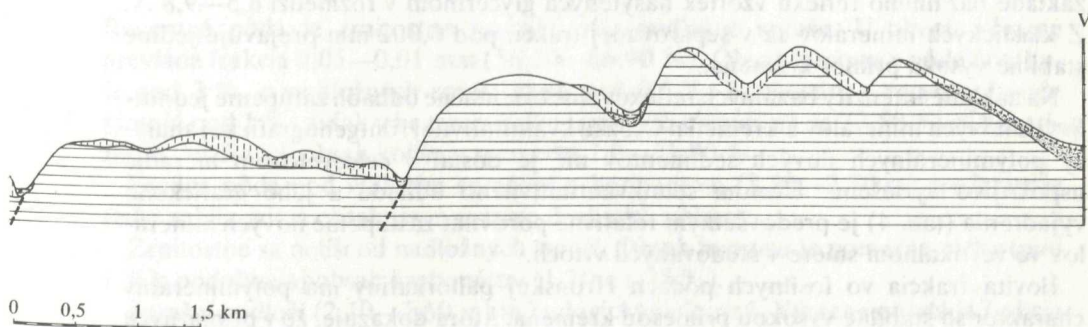
V nižších polohách buď nenachádzame faunu, alebo pozorujeme nápadný úbytok druhov a jedincov tam, kde sa vyskytla malakofauna. Napríklad v sprašiach od 27,10—28,30 m sú zastúpené už len tieto druhy: z pupíl *Pupilla triplicata* (STUD.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla muscorum densegyrata* LŽK. a *Pupilla* sp.; potom *Succinea oblonga* DRAP., *Heliocopsis striata* (MÜLL.) a *Helicidae* sp.

Staropleistocénne spraše sú faunisticky všeobecne chudobné. Zachovalo sa v nich len niekoľko úlomkov fosílnych mäkkýšov, druhu *Succinea oblonga* DRAP. a druhu z čeľade *Helicidae*.

Všetky vzorky z fosílnych pôd boli faunisticky sterilné (Z. SCHMIDT 1978).

Následkom toho, že vrt DŽ-2 nedosiahol podložie, uvádzame pre úplnosť charakteristiku sedimentov zastihnutých v spodných častiach vrtu DŽ-6, ktorý je situovaný asi 50 m SSV od vrtu DŽ-2.

V hĺbke 31,40—33,90 m boli zastihnuté hliny zhodné s hlinami vo vrte DŽ-2 v hĺbke 33,10—36,00 m. V ich podloží (33,90—34,50 m) je zachovaná hlina tmavohnedočervená až tmavočervená (2,5 YR 3/6) s obsahom drobných konkrécií  $\text{CaCO}_3$ , ojedinele s obsahom zŕn až okruhliakov kremeňa o  $\varnothing$  do 0,5 cm. Zriedkavo sú prítomné brôčky FeMn a tmavosivé až čierne povlaky na puklinách. V hĺbke 34,50—37,80 m je tehlovočervená hlina (2,5 YR 4/8), ílovito piesčitá s ojedinelými okruhliakmi kremeňa a brôčkov FeMn. Zrnitostne sú tieto hliny slabo vytriedené, nevápnité. Ide zrejme o veľmi staré zvetraliny — fosílné pôdy charakteru červenozezí (rotlehm). Ich prechod do podložja je ostrý, čo svedčí spolu s ich textúrou o ich sekundárnej pozícii. Zrejme boli po svojom vzniku vo vyšších častiach Hronskej



4 — sprae, 5 — spraeovité sedimenty deluviálne, 6 — delúvioflaviálne sedimenty, 7 — neogén, 8 — zlomy.

pahorkatiny zvečené svahovými procesmi. Podložie je tvorené veľmi jemnozrnnými až prachovitými, nevápnitými pieskmi, silno sľudnatými, patriacimi k pontu.

Dôležitou stránkou štúdia fosílnych pôd a spraeí je poznanie ílových minerálov, ktoré sa podieľajú na ich zložení v najjemnejších zrnitostných frakciách. Zrnitostné rozbory fosílnych pôd Hronskej pahorkatiny (J. HARČAR 1971) dokazujú, že podiel frakcie pod 0,01 mm sa pohybuje v rozmedzí 25,0—42,0 %. V tejto frakcii majú dominujúce postavenie práve ílové minerály.

Mineralogické štúdium ílov vo fosílnych pôdach má význam hlavne pre poznanie procesov, ktoré prebiehali v kôrach zvetrávania počas kvartéru. Ďalej nám umožňuje stanoviť v študovanej oblasti vplyv jednotlivých zdrojových oblastí a v niektorých prípadoch ho môžeme aplikovať aj na korelačné účely (L. KRAUS—E. ŠAMAJOVA 1972).

V oblasti Hronskej pahorkatiny sme vykonali orientačné mineralogické štúdium frakcie pod 0,002 mm pomocou röntgenografickej analýzy.

Vzorky boli pripravené vo forme orientovaných preparátov. Ílové minerály sme identifikovali na základe bazálnych reflexov ( $d_{001}$ ).

Prítomnosť montmorillonitu (M) sa prejavuje hodnotou  $D_{001}$  vzorky nasýtenej glycerínom pri 17,6—18,4 Å. Pre ility je charakteristická séria bazálnych reflexov pri hodnotách 10,0 Å (001); 5,0 Å (002) a 3,35 Å (003), ktorý však vždy koinciduje s kremeňom. Minerály zo skupiny kaolinitu (K) sme identifikovali na základe prítomnosti bazálneho reflexu pri 7,1 Å (001) a 3,56 Å (002). Minerály zo skupiny chloritu (CH) sa vyznačujú sériou bazálnych reflexov pri 14,0 Å (001); 7,1 Å (002); 4,77 Å (003); 3,55 Å (004). Bazálne reflexy kaolinitu koincidujú s niektorými bazálnymi reflexami chloritov (002) a (004). Pre indentifikáciu chloritov boli preto rozhodujúce reflexy (001) a (003). Z tohto dôvodu spoľahlivá identifikácia minerálov zo skupiny kaolinitu vedľa chloritov je možná len pri zíhaní vzoriek pri 550 °C. Tento postup sme zatiaľ neuplatňovali, preto nie je vylúčené, že vzorky s obsahom kaolinitu budú obsahovať aj nepatrnú prímes chloritu a naopak. Prítomnosť ílových minerálov so zmiešanou štruktúrou typu ilit — montmorillonit (IM) sme zistili na základe bazálneho reflexu vzoriek nasýtených glycerínom v rozmedzí 8,5—9,8 Å. Z klastických minerálov sa v separovanej frakcii pod 0,002 mm prejavuje jedine stabilne vysoká prímes kremeňa.

Na základe intenzity bazálnych reflexov sme orientačne odhadli zastúpenie jednotlivých ílových minerálov a kremeňa. Otázka kvantitatívnej röntgenografickej analýzy polyminerálnych ílových sedimentov nie je dosiaľ v celosvetovom meradle uspokojivo vyriešená. Účelom semikvantitatívneho odhadu a jeho grafického vyjadrenia (tab. 4) je predovšetkým relatívne porovnať zastúpenie ílových minerálov vo vertikálnom smere v študovaných vrtoch.

Ílovitá frakcia vo fosílnych pôdach Hronskej pahorkatiny má polyminerálny charakter so stabilne vysokou prímесou kremeňa, ktorá dokazuje, že v primárnych kôrach zvetrávania sa uplatňovalo jediné sialické štádium.

Na základe mineralogického štúdia ílovej frakcie fosílnych pôd Hronskej pahorkatiny môžeme vyčleniť tri minerálne asociácie.

Asociácia, v ktorej majú dominujúce postavenie ilit-kaolinit s prímесou montmorillonitu, ± zmiešané štruktúry typu IM, je zastúpená hlavne vo vrte DŽ-2 (hlbka

Tabuľka 4 Semikvantitatívne zastúpenie ílových minerálov vo vrtoch DŽ-2 a DŽ-6 (podľa I. KRAUSA)

Hĺbka v m	Fos. pôdy	Ílové minerály					
		M	CH	K	I	IM	Q
6,9—7,0	R/W	++	+++	—	+++	—	+++
20,7—20,8	R <sub>1</sub> /R <sub>2</sub>	++	—	+++	+++	—	+++
26,4—26,6	M/R	++	—	++	—	++	++++
20,4—20,6*	M/R?	—	—	++++	++++	—	++
31,2—31,4	G/M?	++	—	+++	—	+++	++
36,8—37,0*	baz. pôda?	—	—	++	++	—	+++++

M — montmorillonit, CH — chlorit, K — kaolinit, I — ilit, Q — kremeň

\* DŽ-6

20,7—20,8 m; 26,4—26,6 m; 31,2—31,4 m). Predpokladáme, že sa tu uplatňoval materiál z vulkanických aj mimovulkanických zdrojových oblastí.

Asociácia, v ktorej majú dominujúce postavenie ilit-kaolinit, ± zmiešané štruktúry typu IM, je zastúpená hlavne vo vrte DŽ-6 (hĺbka 20,4—20,6 m; 36,8—37 m). Predpokladáme, že sa tu uplatňoval predovšetkým materiál z mimovulkanických zdrojových oblastí (kryštalínikum Tribča?).

Z rámca týchto asociácií sa vymyká fosilná pôda vo vrte DŽ-2, hĺbka 6,9—7,0 m, kde sú prítomné hlavne chlority a ilit + montmorillonit.

Na tomto mieste ďakujem J. Košťálikovi z PdF v Prešove za urobenie röntgenových analýz a I. Krausovi z PFUK v Bratislave za vyhodnotenie týchto analýz.

### Profil 3 — Veľké Ludince (obr. 8)

#### Základná charakteristika

Recentná pôda je zrnitostne rovnaká ako podložné spraše. U oboch výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (58,30—66,90 %). Obsah humusu v pôde dosahuje nad 3 %, u podložných spraší klesá pod 0,5 %. Karbonáty v recentnej pôde klesajú pod 1 %, avšak v bezprostrednom podloží stúpajú až na 27,50 % v Ca-horizonte. Nižšie ich obsah kolíše v rozmedzí 7,0—21,80 %.

Fosilná pôda pod vrchným sprašovým horizontom (2,30—2,70 m) predstavuje slabé zahĺnenie a obsahuje množstvo drobných uhlíkov.

Zrnitostne sa nelíši od nadložných spraší. Obsah humusu je pomerne nízky (pod 1 %), podobne aj obsah karbonátov (1,20—1,25 %).

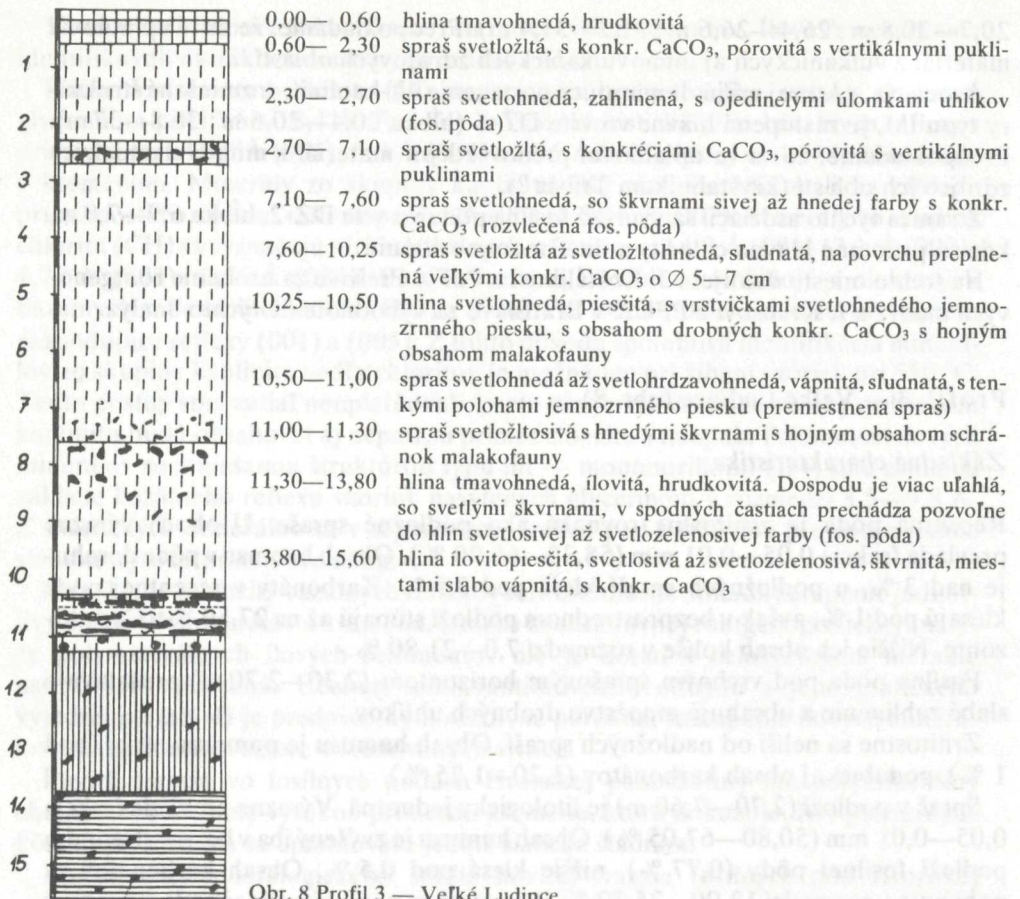
Spraš v podloží (2,70—7,60 m) je litologicky jednotná. Výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (50,80—67,05 %). Obsah humusu je zvýšený iba v bezprostrednom podloží fosilnej pôdy (0,77 %), nižšie klesá pod 0,5 %. Obsah karbonátov sa pohybuje v rozmedzí 13,00—25,70 %, iba v tesnom podloží fosilnej pôdy je znížený na 9,50 %. V hĺbke 7,10—7,60 m dochádza k zmene. Spraše sú čiastočne vybielené, so škvrnami sivej až hnedej farby predstavujúcimi zrejme rozvlečenú fosilnú pôdu. Zrnitostne sa však nelíšia od nadložných spraší. Aj obsah humusu je veľmi nízky, iba obsah karbonátov výrazne stúpa na 24,60—38,60 %.

Spraš v hĺbke 7,60—10,50 m je homogénna, viacej uľahnutá a veľmi dobre vytriedená. Obsah frakcie 0,05—0,01 mm je 62,00—74,20 %. Obsah humusu, najmä v nižších častiach, nedosahuje ani 0,1 %. Obsah karbonátov je 11,70—19,60 %.

V hĺbke 10,25—10,50 m je poloha piesčitej hliny. Vyznačuje sa vysokým podielom piesčitej frakcie (1,0—0,1 mm) až 34,80 %. Frakcia 0,05—0,01 mm dosahuje iba 9,0 %.

V podloží (10,50—11,00 m) je poloha spraše porušená svahovými procesmi slabo vápnitá (6,0—7,70 %). Spraš je vrstevnatá, s vložkami jemnozrnného piesku.

Nižšie začína fosilná pôda tmavohnedá (11,30—13,80 m), interglaciálneho charakteru, ktorá pozvoľne prechádza do ílovito-piesčitých hĺn. Fosilná pôda je zrnitostne menej vytriedená ako nadložné spraše, s nízkym obsahom frakcie



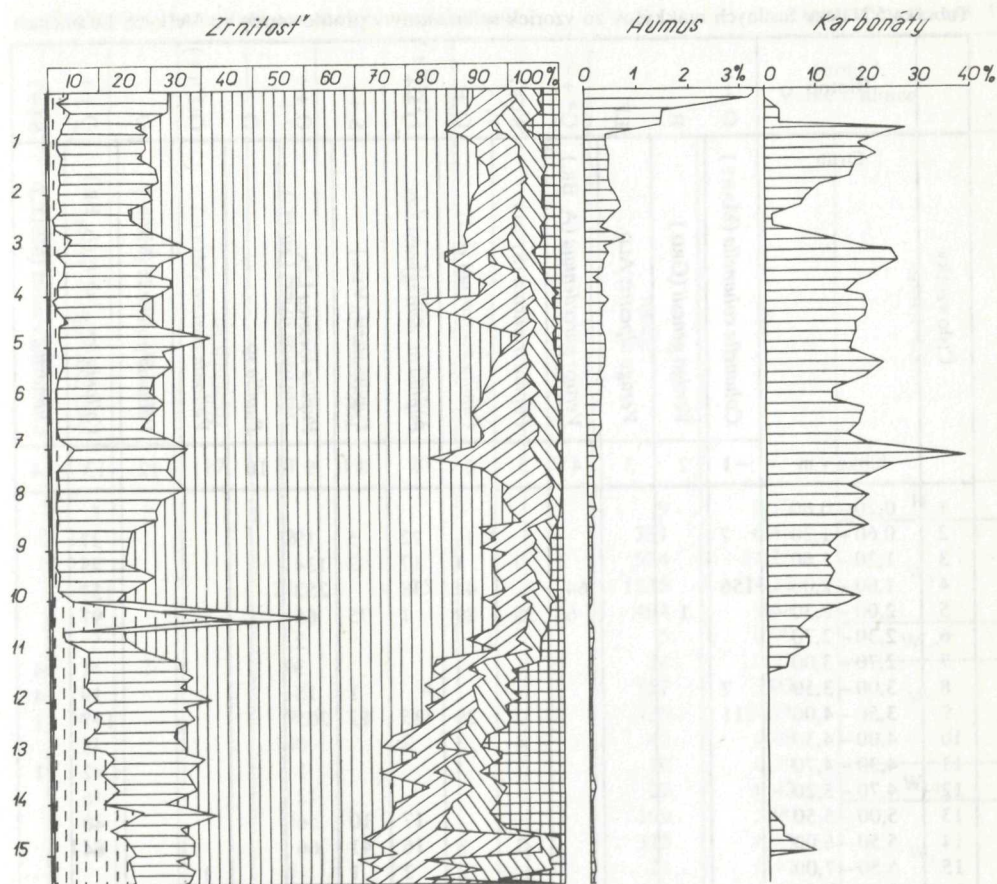
Obr. 8 Profil 3 — Veľké Ludince

0,05—0,01 mm (37,80—50,60 %), so zvýšeným podielom piesčitej a ílomitej frakcie. Obsah humusu je veľmi nízky (0,02—0,10 %). Pôda je nevápniť.

Sedimenty v profile sondy tohto odkryvu obsahovali množstvo schránok fosílnych mäkkýšov, s pestrým druhovým zložením i veľkou populáciou väčšiny druhov (tab. 5). Uvedené skutočnosti priniesli výborný dôkazový materiál pre stratifikáciu vrstveného sledu kvartérnych usadenín. Pretože sme vyššie poukázali na tabuľku zloženia malakofauny v sedimentoch tohto odkryvu, zmienime sa stručne aj o jej biostratigrafickom aspekte.

Výskyty *Cecilooides acicula* (MÜLL.), *Vallonia pulchella* (MÜLL.) dovolili jednoznačne datovať celú vrstvu v hĺbke 0,20—0,60 m do mladého holocénu (až recentu). Výraznou zmenou v celkovej druhovej štruktúre faunistického spoločenstva v podloží tohto horizontu až do hĺbky približne 7,00 m prichádzame k názoru, že ide o würmský sprašový komplex s úplným štádiálnym a interštádiálnym vývojom. Začiatok würmu sa prejavuje začínajúcim pomalým ochladzovaním podnebia, málo chladnou sprašou s typickou asociáciou vedúceho druhu *Helicopsis striata* (MÜLL.),





Obr. 9 Litologická charakteristika profilu 3 — Velké Ludince

valóniou druhu *Vallonia costata* (MÜLL.) a pupilami, prevažne s *Pupilla muscorum* (L.), ojedinele s *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. a *Pupilla sterri* (VTH.). Prvý würmský štadiál, v hĺbke 4,70—7,00 m, obsahoval typických predstaviteľov extrémne studenej klímy — pupilovej fauny a *Vallonia tenuilabris* (A. BR.). Interštadiál starého würmu ( $W_{1/2}$ ) sa vyznačuje nápadným poklesom studených prvkov, ktorý sa výrazne prejaví v polohe 4,30—4,70 m. Nasleduje pozvoľný prechod (4,00—4,30 m) do druhého würmského štadiálu ( $W_2$ ), ktorý je už dobre preukázaný najmä v horizontoch v hĺbke 3,00—4,00 m, kolumelovou faunou, s vysokým počtom studených prvkov pupíl a *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), tiež prítomnosťou *Helicopsis striata* (MÜLL.). V nadloží uvedenej metráže (2,70—3,00 m), rapídne poklesol počet prítomných studených prvkov, takže v nasledujúcej vrstve (2,30—2,70 m) sa už vedúca fosília — *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), vôbec nevyskytla. Nevyskytli sa ani studené prvky pupilovej fauny, až na ojedinelý exemplár pupíl — *Pupilla loessica* Lžk., ktorý je v spoločenstve s jedným kusom *Trichia hispida* (L.) a dvoma konchýliami *Succinea oblonga* DRAP. To dovoľuje zaradiť túto vrstvu do interštadiá-

Tabuľka 5 Nález fosilných mäkkýšov zo vzoriek sedimentov v profile sondy vo Veľkých Ludinciach

Číslo vzorky	Druh	Biotop													
		O ++	B	LP	O* ++	S (+)	O +	O ++	S +	O ++	O	O(L)(+)	O	O ++	S (+)
hĺbka v m		-1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	0,20 - 0,60										1				
2	0,60 - 1,20	7					14	22	5	19			2		
3	1,20 - 1,60					3	1	17	2	134				37	
4	1,60 - 2,00	156			64		44	38		252				79	
5	2,00 - 2,30		1		6	35	29	1	75	65				132	
6	2,30 - 2,70									2				97	
7	2,70 - 3,00									3					4
8	3,00 - 3,50	7							1	18				1	4
9	3,50 - 4,00	11				2	29	35	12	205				19	4
10	4,00 - 4,30					4	3	2		8				117	1
11	4,30 - 4,70									1				5	
12	4,70 - 5,20									12				2	1
13	5,00 - 5,50							17	10	56				6	
14	5,50 - 6,00					3	8	16	41	66				40	
15	6,50 - 7,00						12	2	1			1		64	
16	7,00 - 7,50														
17	7,50 - 8,00					1									
18	8,00 - 8,50	11					18	3	44	5				91	
19	8,50 - 9,00							1	13					51	
20	9,00 - 9,50						11		5					11	
21	9,50 - 10,00						23	12	78	4				88	
22	10,00 - 10,50														
23	10,50 - 11,00														
24	11,00 - 11,30			1		6	32	4	6	2				116	
25	11,30 - 11,50						7			1				29	
%	spolu	192	1	1	70	54	231	170	293	853	1	1	2	985	10
		3,76	0,01	0,01	1,37	1,05	4,52	3,33	5,74	10,72	0,01	0,01	0,03	19,30	0,19

								Profil 3 Veľké Ludince		
V +	S!		S +		L(M)(+)	M +				
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	<i>Ceciloides acicula</i> (MÜLL.)	<i>Helicidae</i> sp.	<i>Helicopsis striata</i> (MÜLL.)	<i>Helicopsis</i> sp.	<i>Trichia striolata</i> (C. Pf.)	<i>Trichia hirsuta</i> (L.)	<i>Trichia</i> sp.	Spolu	%	Stratigrafia
15	16	17	18	19	20	21	22			
3	3							9	0,17	H
221	1		2			3		331	6,48	W <sub>3</sub>
338								574	11,25	
503			21		25			1235	24,21	W <sub>2/3</sub>
185						1		494	9,68	
2								5	0,09	W <sub>2</sub>
8	2		6		4			24	0,47	
104					1			157	3,07	W <sub>1/2</sub>
304			9		1			725	14,21	
11			11					45	0,88	W <sub>1</sub>
6								10	0,19	
4								22	0,43	R/W
75			1					199	3,90	
115								313	6,13	R <sub>2</sub>
			5					21	0,41	
			1	1			1	3	0,05	R <sub>1/2</sub>
1								2	0,03	
79			4					255	4,99	R <sub>1</sub>
45								110	2,15	
								27	0,52	100 %
68								273	5,35	
								0	0	
1		1						2	0,03	
41			14					222	4,35	
			6					43	0,83	
2114	6	1	80	1	30	4	1	5101		
41,44	0,11	0,01	1,56	0,01	0,58	0,07	0,01			

lu  $W_{2/3}$ . Tretí würmský štadiál (0,60—2,30 m) je opäť reprezentovaný vysokým počtom populácií vedúcich fosílií ako *Columella columella* (MART.), extrémne studených prvkov pupilovej fauny a druhom *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) aj vertigom, *Vertigo parcedentata* (A. BR.). Pochopiteľne, že v tomto štadiáli môžeme rozlíšiť jeho pozvoľný nástup a ústup, či extrémne studenú tundrovú fázu  $W_3$  s *Vertigo parcedentata* (A. BR.), v polohe 1,60—2,00 m.

Risko-würmský interglaciál (7,00—8,00 m) sa vyznačuje takmer úplným nedostatkom konchýlií, ale zato prítomnosťou typických druhov *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Pupilla triplicata* (STUD.), *Succinea oblonga* DRAP. a *Trichia* sp. Každý s ojedinelým výskytom.

Malakofauna v podloží ris-würmského interglaciálu predstavuje vo svojom druhovom zložení opäť spécie studených prvkov pupilovej fauny, valónie — *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), aj kolumelu, *Columella columella* (MART.), v hĺbke 8,00—8,50 m. Sedimenty druhého riského štadiálu ( $R_2$ ) v hĺbke 8,00—10,00 m sa vyznačujú takmer konštantným štadiálnym vývojom kvartérnych mäkkýšov. Faunisticky sterilná poloha v hĺbke 10,00—10,50 m a ojedinelé, fragmentárne zachované výskyt *Succinea oblonga* DRAP., či *Helicidae* sp. v hĺbke 10,50—11,00 m, naznačujú v prvom prípade možnosť interriskej interpretácie tohto horizontu, v druhom prípade možno hovoriť azda aj o vyznievaní staršieho risu ( $R_1$ ).

Podstatná časť fauny prvého riského štadiálu pochádza zo vzoriek sedimentov, ktoré sa odoberali z hĺbky 11,00—11,30 m. V zložení malakofauny majú úplnú prevahu čisto studené prvky. Medzi nimi vyniká prítomnosť vedúcich fosílií glaciálnych období pleistocénu, napríklad severoázijského druhu *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), vyhynutých druhov pupíl — *Pupilla muscorum densegyrata* LŽK. a *Pupilla loessica* LŽK. Len s malým počtom (*Vallonia tenuilabris*) alebo s ojedinelým výskytom (*Pupilla loessica*), či s ich neprítomnosťou (*Pupilla muscorum densegyrata*) sme sa stretli vo výplavoch zeminy z hĺbky 11,30—11,50 m.

Nález stredoeurópskeho druhu *Helicopsis striata* (MÜLL.), meridionálneho elementu *Pupilla triplicata* (STUD.) a palearktického (holarktického a boreo-alpínskeho) prvku *Vertigo alpestris* ALD. nespochybňujú uvedené datovanie prvej, ani druhej vrstvy, ale signalizujú začiatok štadiálneho vývoja glaciálu, najmä v prípade poslednej vzorky, z hĺbky 11,30—11,50 m.

## Profil 4 — Veľké Lovce

### Základná charakteristika

V najvrchnejšej časti profilu je recentná pôda, ktorej zrnitostné zloženie je blízke podložným sprašiam. Vo vrchnej časti je mierne zvýšený obsah piesčitej frakcie. Podiel humusu v pôde je takmer 4 %, obsah karbonátov dosahuje 3,55—6,65 %. V podložnej spraši výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (48,30—61,60 %). Obsah humusu v najvrchnejšej časti je ešte stále vysoký (1,18 %), smerom dole klesá na 0,44 %, pričom v najspodnejšej časti na styku s podložnou fosílnou pôdou

sa mierne zvyšuje (na 0,54 %). Obsah karbonátov sa pohybuje v rozmedzí 14,60—17,70 %.

Fosílna pôda v podloží (1,60—2,80 m) má mierne znížený podiel frakcie 0,05—0,01 mm (42,60—50,09 %) na úkor piesčitej frakcie. Obsah humusu je vo vrchnej časti 0,51—0,59 %, smerom dole klesá až na 0,26 %. Obsah karbonátov je nízky (2,75—9,10 %), v strednej časti klesá pod 1 %.

Spraše v hĺbke 2,80—4,80 m majú vysoký podiel frakcie 0,05—0,01 mm (61,50—64,60 %), nízky obsah humusu (pod 0,5 %), obsah karbonátov je najvyšší vo vrchnej časti (16,0—18,0 %), smerom dole klesá na 7,0—9,15 %.

Fosílna pôda v podloží (4,80—5,50 m) je charakteristická nízkym obsahom frakcie 0,05—0,01 mm (43,10 %), pričom výrazne je zastúpená frakcia 0,1—0,5 mm (30,60 %). Obsah humusu je oproti sprašiam mierne zvýšený (0,41 %), podobne aj obsah karbonátov je pomerne vysoký (11,50 %).

Vyššie charakterizované fosílny pôdy svojim charakterom patria do skupiny pôd interštadiálnych.

Spraše v hĺbke 5,50—6,20 m v podloží druhej fosílny pôdy sme zastihli, až na malé výnimky v niektorých vrtoch, iba v tomto profile. Na iných miestach vyššie charakterizovaná pôda leží priamo na pôde interglaciálnej, patriacej R/W, alebo chýba.

Spraš, podobne ako vyššie, má vysoký podiel frakcie 0,05—0,01 mm (52,00—61,40 %), v spodnej časti sa zvyšuje obsah frakcie 0,1—0,05 mm na 24,50 %. Obsah humusu je nízky vo vrchnej časti (0,26 %), v spodnej stúpa na 0,44 %. Podobne aj karbonáty vo vrchnej časti dosahujú 10,75 %, v spodnej až 19,00 %.

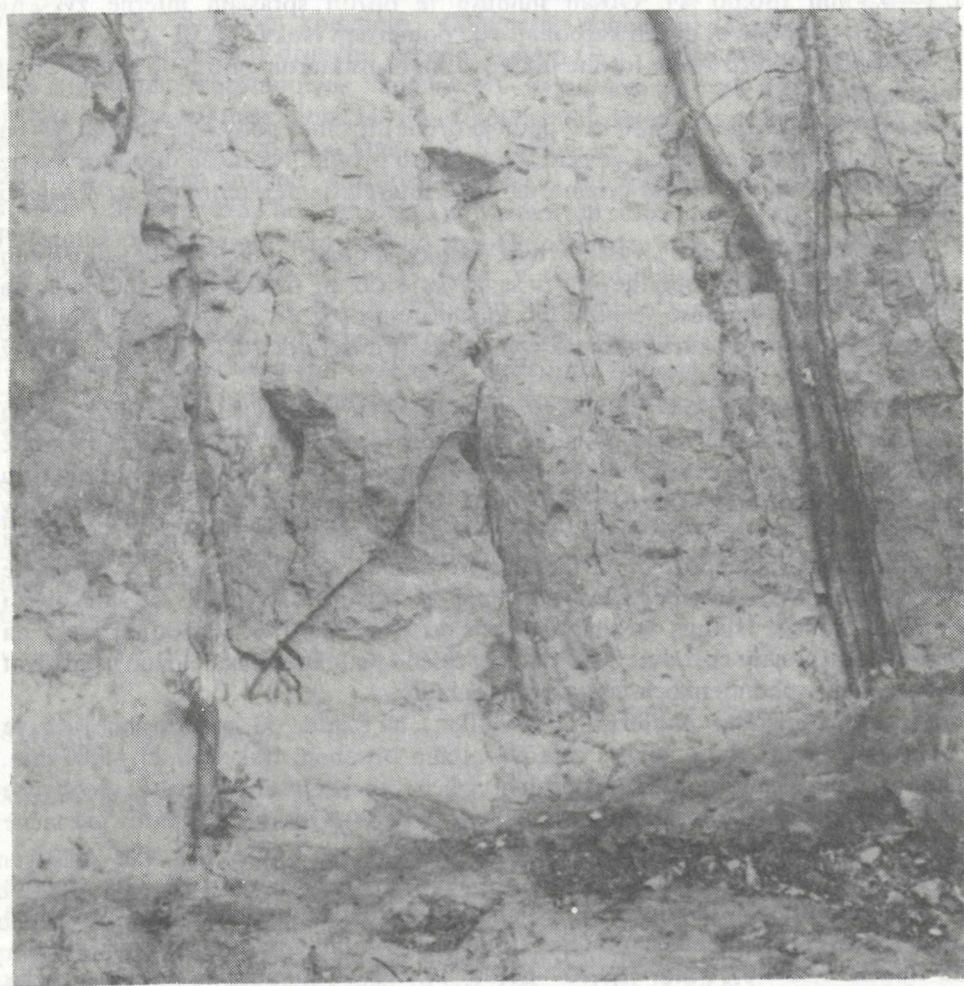
Komplex fosílnych pôd v podloží (6,20—8,20 m) je zložený z dvoch samostatných pôd o hrúbke 2,0 m. Vrchná pôda má charakter černoze, zrnitostne je podobné sprašiam s obsahom frakcie 0,05—0,01 mm od 48,70—55,50 %. Obsah humusu stúpa smerom do spodných častí horizontu z 0,33 % na 0,75 %. Obsah karbonátov je nepatrný, v spodnej časti úplne chýbajú. Podložná pôda predstavuje už zrejme iba zvyšok pôdy typu hnedozeme. Zrnitostne vo vrchnej časti obsahuje 52,50 % frakcie 0,05—0,01 mm, v spodnej klesá na 46,00 %, pričom sa výrazne zvyšuje obsah hrubších frakcií. Humus vo vrchnej časti dosahuje 0,60 %, v spodnej klesá na 0,36 %. Karbonáty chýbajú. Z charakteru celého pedokomplexu možno usudzovať na ich vznik v podmienkach interglaciálnej klímy.

Sprašový horizont v podloží (8,20—9,40 m), na rozdiel od spraší vrchnejších, je zrnitostne menej vytriedený, s celkove nižším obsahom frakcie 0,05—0,01 mm. Naproti tomu sa mierne zvyšuje obsah hrubších frakcií. Obsah humusu je všeobecne nízky, ale vyšší ako u spraší mladších (0,39—0,51 %). Obsah karbonátov je značne nižší oproti sprašiam mladším (5,0—11,35 %).

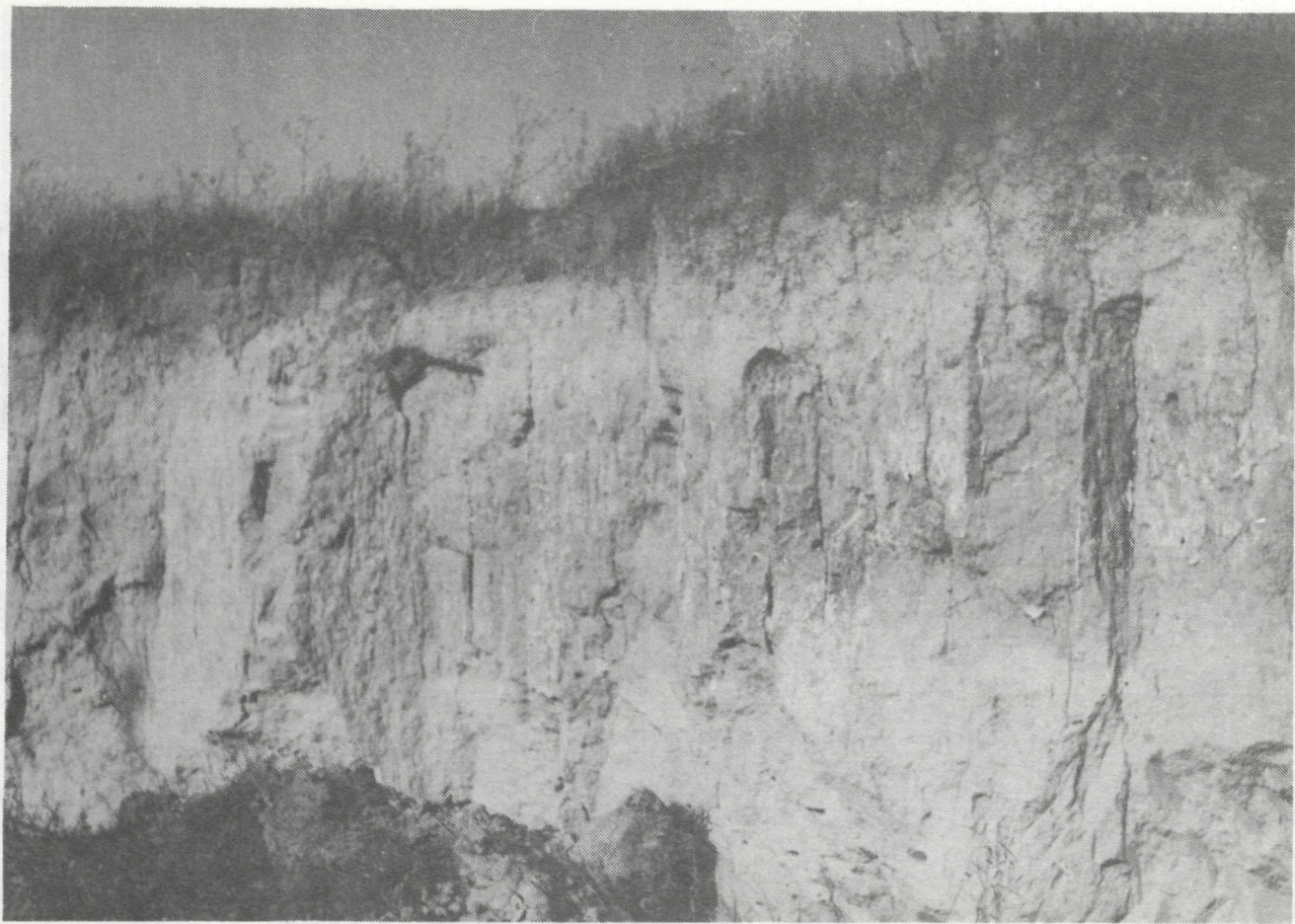
Fosílny pedokomplex v podloží (9,40—11,35 m) je znovu zložený z dvoch pôd. Svojím vzhľadom i hrúbkou sa veľmi podobá predchádzajúcemu komplexu. Vrchná pôda je červenozemného charakteru, zrnitostne podobná sprašiam. Výrazne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (50,70—61,00 %). Obsah humusu je pomerne nízky (0,28—0,67 %). Pôda v podloží zrnitostne je podobná, s nízkym obsahom humusu (0,46—0,61 %) a karbonátov (pod 1 %).

Spraš v podloží (11,35—15,75 m) sa vyznačuje miernym znížením frakcie 0,05—0,01 mm (47,20—55,40 %), na úkor frakcií hrubších. Obsah humusu je nepatrný (0,20—0,41 %), obsah karbonátov sa pohybuje v rozmedzí 6,50—11,35 %. Bazálna spraš má už znaky pohybu po svahu, zrnitostne nápadne stúpa obsah piesčitých frakcií. Obsah humusu je nepatrný, obsah karbonátov veľmi nízky (4,0—7,4 %).

Analyzovaný profil predstavuje najlepšie zachovanú sprašovú sériu mladého, resp. stredného pleistocénu na našom území. Význačná je najmä würmská séria s tromi štádiálnymi polohami spraší oddelenými dvoma interštádiálnymi fosílnymi pôdami.

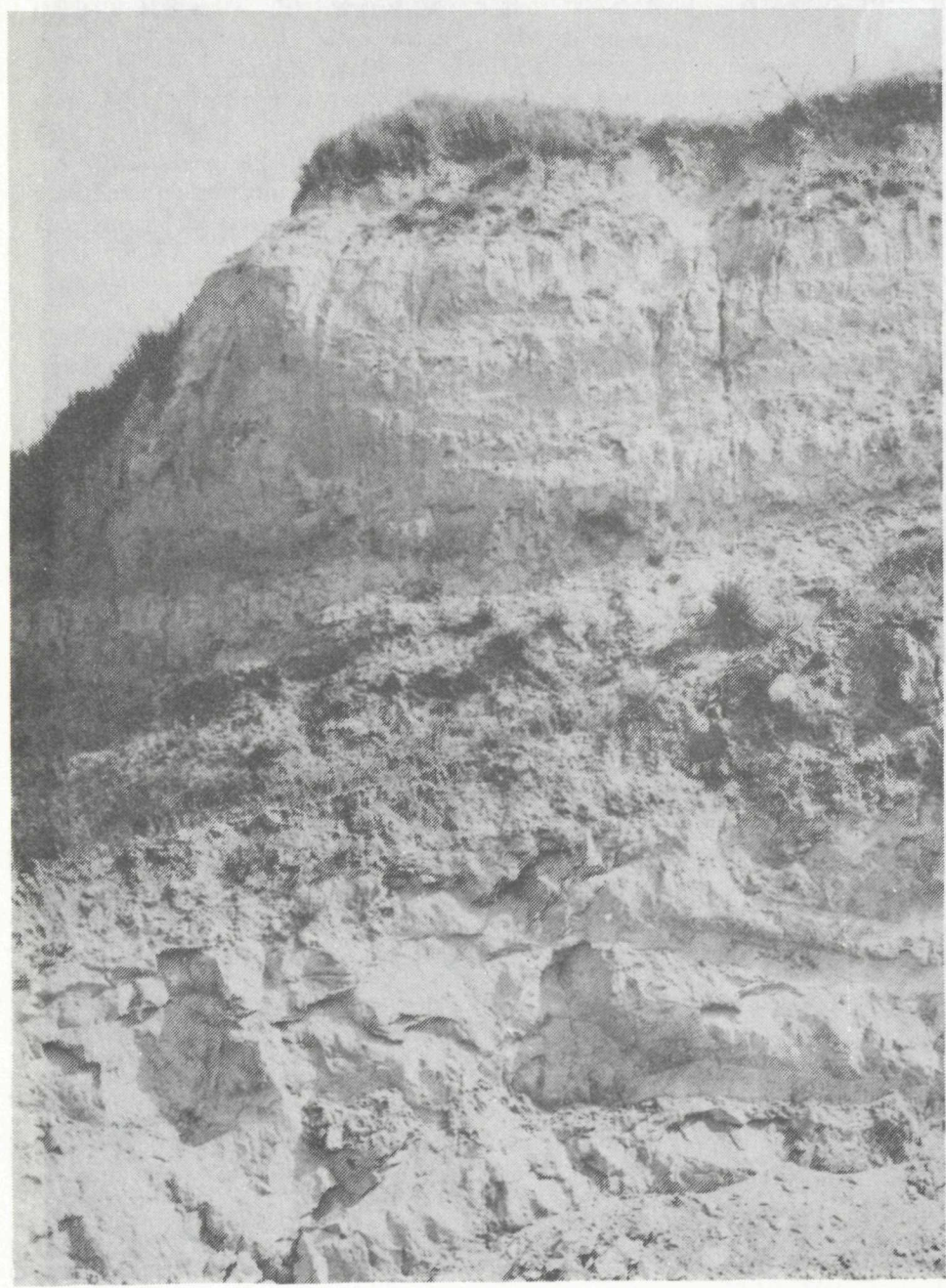


Obr. 10 Fosílna pôda W<sub>2/3</sub> — PK I v profile 3 — Veľké Ludince



Obr. 11 Wümské spráše s fosílnou pôdou W<sub>2/3</sub> — PK I v Svodine

... v podlosti (11,75—15,75 m) sa vyskytuje diernym zmlatením (číslo

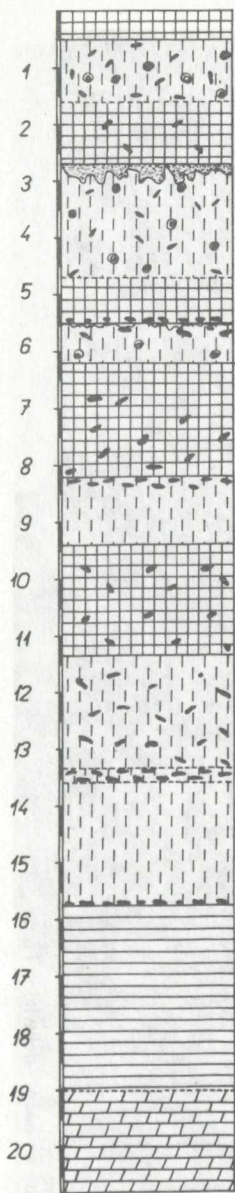


Obr. 12 Sprašový profil vo Farnej





Obr. 13 Sprašované sedimenty deluviálne JZ od Čaky



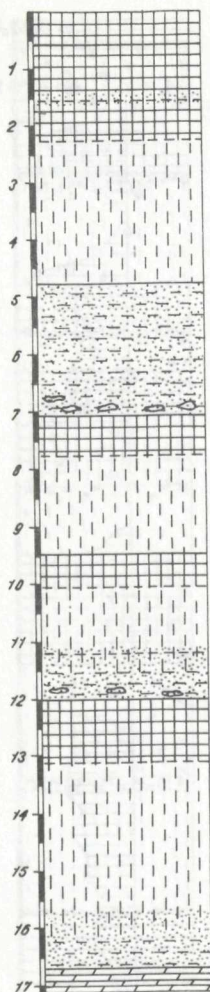
- |             |  |
|-------------|--|
| 0,00— 0,50  | hlina svetlohnedá, drobivá   |
| 0,50— 1,60  | spraš svetložltá, s ojedinelými konkr. CaCO <sub>3</sub>   |
| 1,60— 2,80  | spraš svetlohnedá až hnedá zahľinená s ojedinelými uhlíkmi (fos. pôda)                             |
| 2,80— 3,00  | spraš so zbytkami nadložnej fosilnej pôdy a s prímiesou jemnozrnného piesku                        |
| 3,00— 4,80  | spraš okrovožltá, s konkréciami CaCO <sub>3</sub>  |
| 4,80— 5,50  | spraš svetlohnedá, slabo zahľinená, s konkr. CaCO <sub>3</sub> (fos. pôda)                         |
| 5,50— 6,20  | spraš svetložltosivá, v bazálnej časti až svetlosivá   |
| 6,20— 7,90  | hľina sivá, s hnedými zátekmi s obsahom konkr. CaCO <sub>3</sub> o Ø 2—7 cm (fos. pôda)            |
| 7,90— 8,20  | hľina hnedá až sivohnedá, hrudkovitá (fos. pôda). Na báze konkr. CaCO <sub>3</sub>                 |
| 8,20— 9,40  | spraš svetlohnedá s vápnitými výkvetmi a s obsahom konkr. CaCO <sub>3</sub>                        |
| 9,40—11,00  | hľina sivá, s hrdzavohnedými zátekmi s konkr. CaCO <sub>3</sub> (fos. pôda)                        |
| 11,00—11,35 | hľina tmavohnedosivá, hrudkovitá (fos. pôda)   |
| 11,35—15,70 | spraš svetložltá až okrovožltá, s obsahom konkr. CaCO <sub>3</sub> o Ø 5—7 cm, sľudnatá            |
| 15,70—15,75 | poloha tvorená konkr. CaCO <sub>3</sub>  |
| 15,75—19,00 | hľina svetlosivá, vápnitá, sľudnatá  |
| 19,00—20,60 | aleurit sivohnedý so zátekmi Fe, s vrstvičkami jemnozrnného až prachového piesku, silno sľudnatého |
| 20,60—20,70 | íl popolavosivý, mastný  |

Obr. 14 Profil 4 — Veľké Lovce

Podložie celého profilu tvoria neogénne (pontské) aleurity, ktoré sa svojím zrnitostným zložením blížia sprašiam. Sú tiež porušené svahovými procesmi. Pod nimi ležia íly s vysokým podielom ílovitých častíc (0,005—0,002 a pod 0,002 mm) 58,90 %. Podobné ako vyššie aleurity sú nevápnité.

Na tejto lokalite sa kvartérno-paleontologický výskum nerobil.





- |             |  |
|-------------|--|
| 0,00— 0,55  | hlina tmavosivá (rec. pôda)  |
| 0,55— 1,15  | hlina svetlosivá piesčitá, s drobnými hrdzavými škvrnami, preplnená konkr. CaCO <sub>3</sub> (fossilná pôda) |
| 1,15— 2,25  | hlina svetlosivá s hnedými škvrnami, fossilná pôda škvrnitá  |
| 2,25— 4,75  | spraš svetlohnedá až hnedá, silno uľahlá, rozpukaná s obsahom malakofauny                                    |
| 4,75— 7,05  | horizont tvorený vrstvičkami piesčitých hĺn a pieskov s obsahom úlomkov pieskovcov                           |
| 7,05— 7,75  | hlina tmavohnedá, silno uľahlá, rozpukaná (fossilná pôda)  |
| 7,75— 9,45  | spraš svetlohnedá, vápnitá, uľahlá, s obsahom malakofauny  |
| 9,45—10,05  | hlina tmavohnedá, nevýrazne škvrnitá, vápnitá (fossilná pôda)  |
| 10,05—11,20 | spraš svetlohnedá, silno uľahlá, rozpukaná, s konkr. CaCO <sub>3</sub>                                       |
| 11,20—12,00 | hlina silno piesčitá, s vrstvičkami pieskov a úlomkami pieskovcov  |
| 12,00—13,10 | hlina tmavohnedá, silno uľahlá, rozpukaná (fossilná pôda)  |
| 13,10—15,80 | spraš svetlohnedá až hnedá, silno uľahlá, slabo piesčitá, s úlomkami malakofauny                             |
| 15,80—16,20 | horizont tvorený súvrstvím pieskov a pieskovcov  |
| 16,20—17,10 | svetložlté aleurity a íly (pont)   |

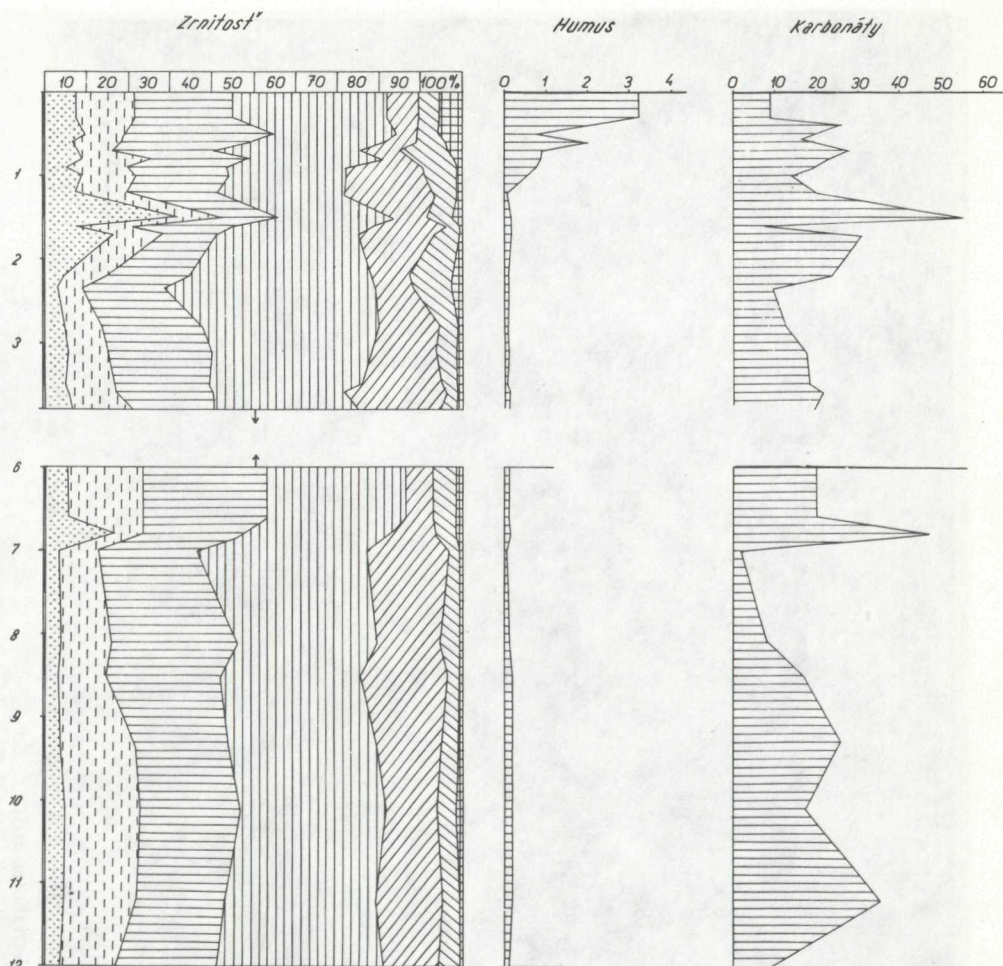
Obr. 16 Profil 5 — Dolný Peter

### Základná charakteristika

Na povrchu je recentná pôda — degradovaná černoziem, s prevládajúcim obsahom frakcie 0,05—0,01 mm (33,20—36,60 %). Vysoký je aj obsah frakcie 0,1—0,05 mm (23,70—30,20 %). Obsah humusu je 2,0—3,22 % a karbonátov 9,10—16,90 %.

Sedimenty v tomto profile sa svojím vzhľadom alebo vlastnosťami výrazne odlišujú od spraší na študovanom území.

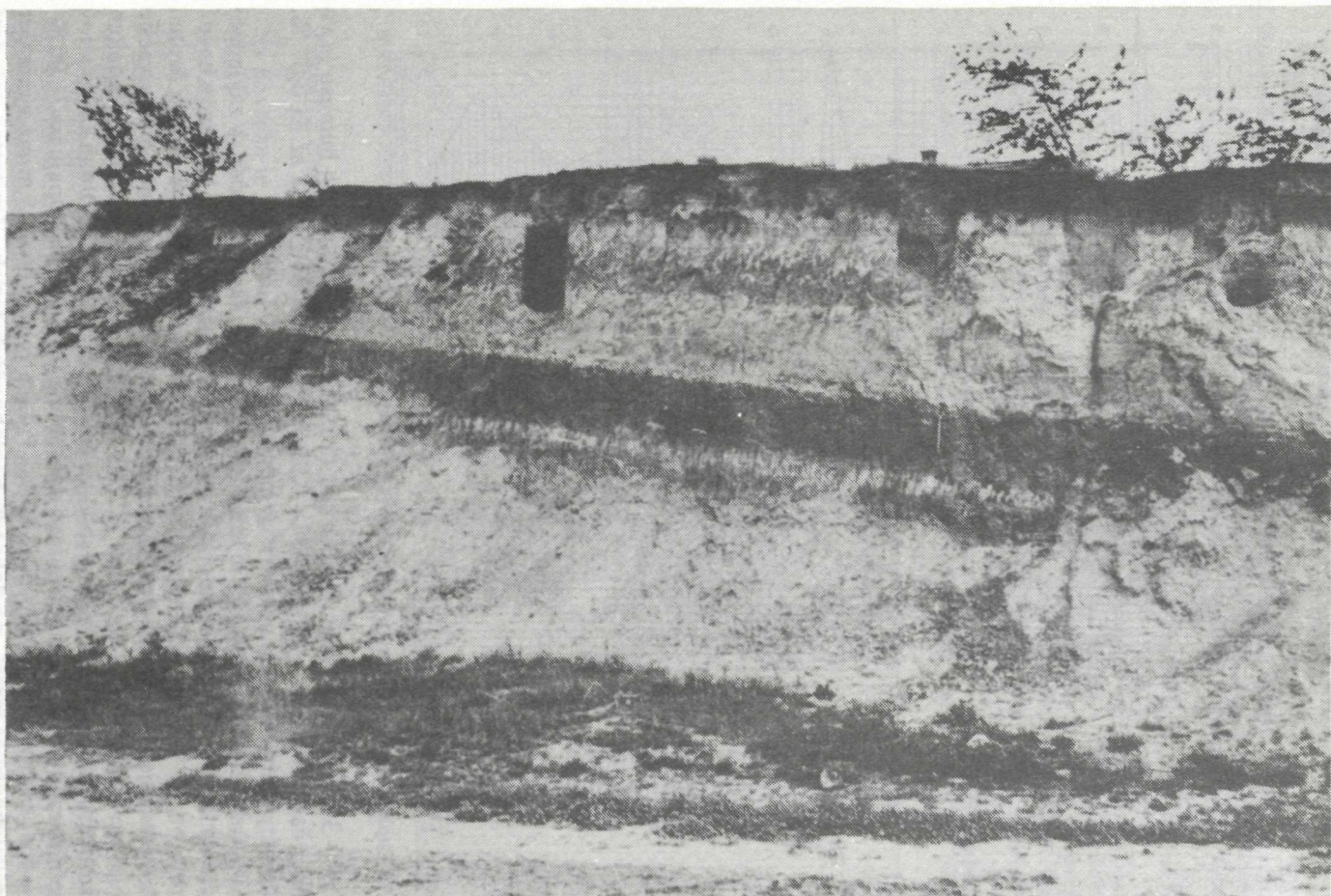
V hĺbke 0,55—1,15 m sa nachádza horizont svetlých farieb, svetlosivý, s drobnými hrdzavými až hnedými škvrnami. Má charakter slabo výrazných škvrnitých pôd (Geflecken boden). Zrnitosťne má pomerne nízky podiel frakcie 0,05—0,01 mm, aj keď táto vcelku prevláda (27,80—35,10 %). Vysoký je podiel frakci 0,1—0,05 mm



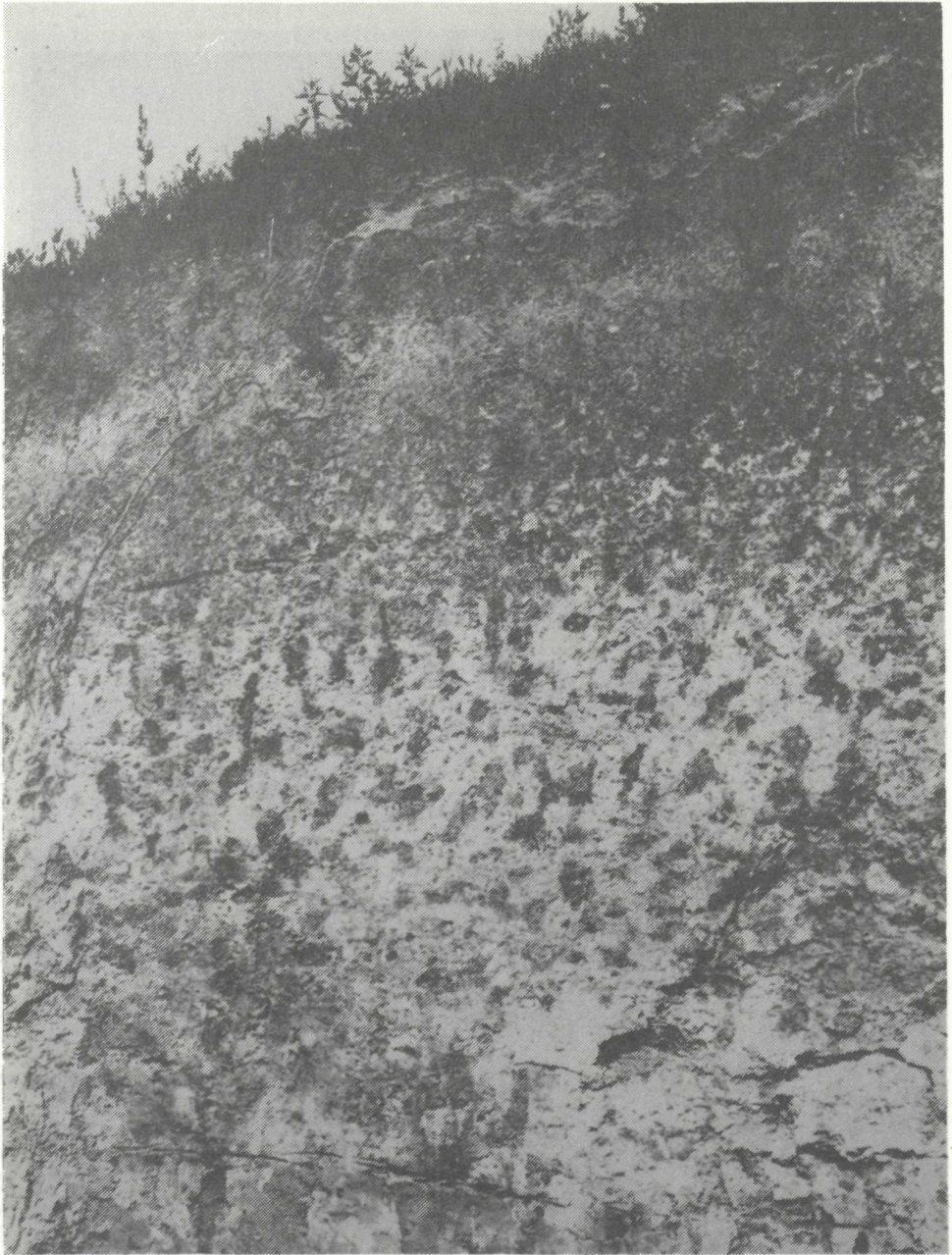
Obr. 17 Litologická charakteristika profilu 5 — Dolný Peter

(21,80—35,80 %) a frakcie nad 0,1 mm (16,20—23,50 %). Obsah humusu je vo vrchnej časti pomerne vysoký (0,87—0,93 %), smerom dole klesá až na 0,07 %. Karbonáty majú nezvykle vysoké zastúpenie (28,00—54,80 %).

V podloží v hĺbke 1,15—2,55 m leží horizont typickej škvrnitej pôdy. V základnej hmote svetlosivej až špinavobielej farby sú nepravidelne roztrúsené hrdzavé a hnedé škvrnky (obr. 19). Pôda obsahuje množstvo karbonátov. Zrnitostne sa táto fosílna pôda vyznačuje vysokým podielom piesčitých častíc. Aj napriek tomu má najväčšie zastúpenie frakcia 0,05—0,01 mm (27,10—42,90 %). Obsah humusu je v celom horizonte rovnaký (0,16 %), iba v spodnej časti klesá na 0,07 %. Obsah karbonátov je veľmi nestály. V najvrchnejšej časti dosahujú 8,00 %, nižšie stúpajú na 31,00 % v spodnej časti znova klesajú na 9,50 %. Poloha od 2,55—4,75 m má charakter veľmi uľahnutých spraší, svetlohnedých až hnedých farieb. Zrnitostne má dost

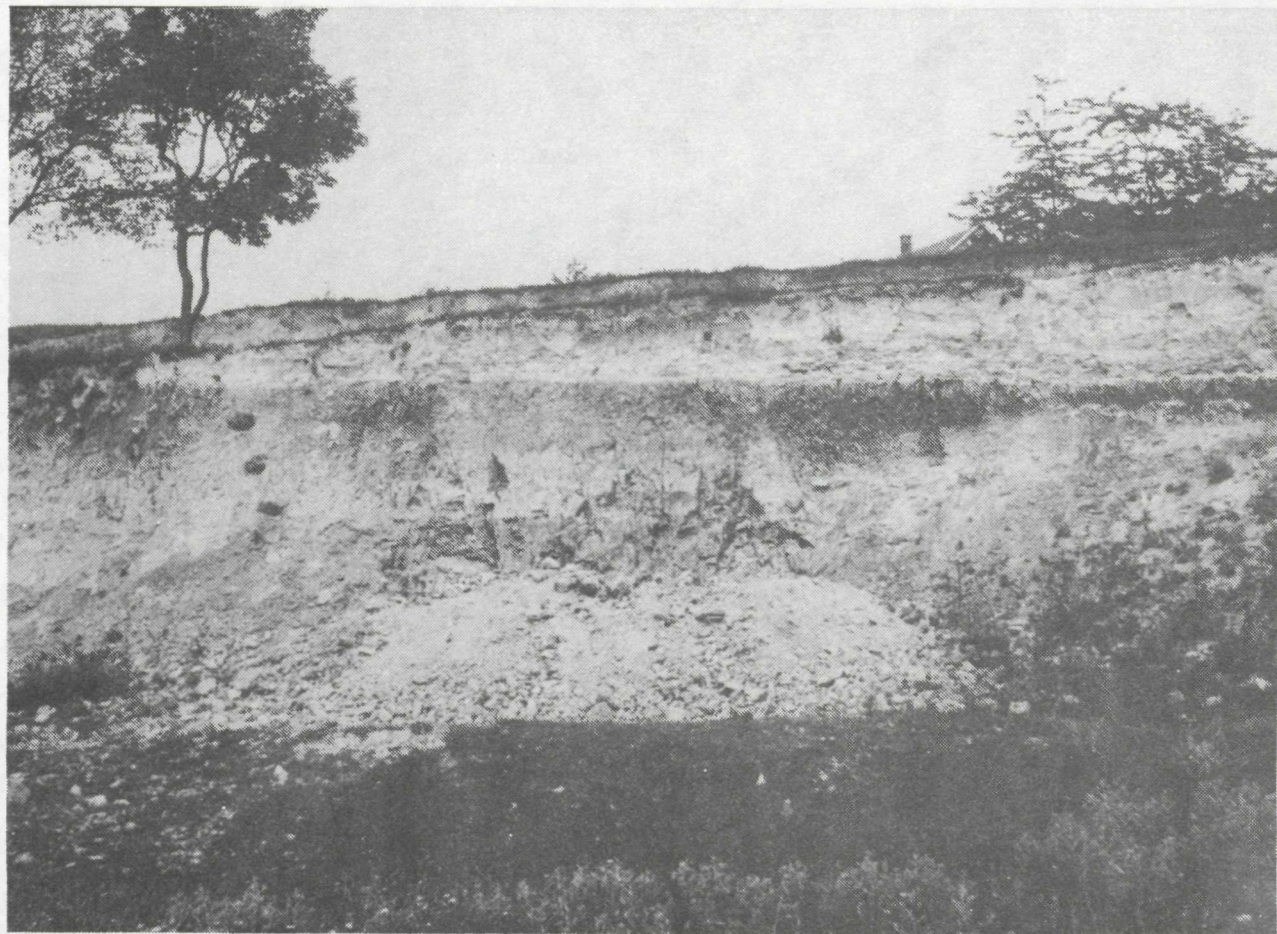


Obr. 18 Pohľad na sprašovú sériu v Dolnom Petri (horná časť)



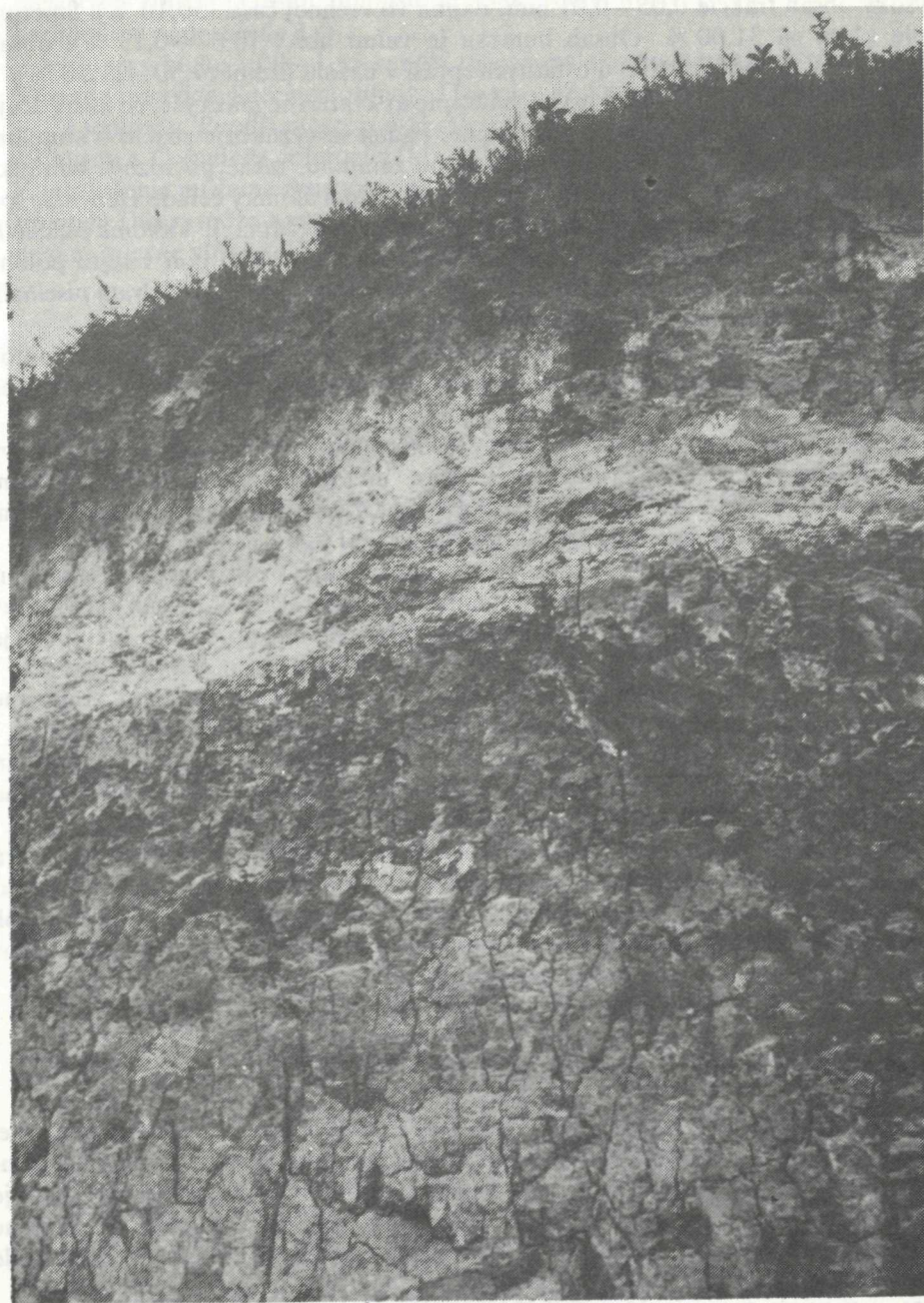
Obr. 19 Detail škvrnitej pôdy v Dolnom Petri

Obr. 21 Detail škvrnitej pôdy na sponke v Dolnom Petri (stredná časť)



Obr. 20 Pohľad na sprašovú sériu v Dolnom Petri (spodná časť)





Obr. 21 Detail fosílnkej pôdy na sprašiach v Dolnom Petri (spodná časť)

vysoký obsah frakcie 0,05—0,01 mm, najmä vo vrchnej časti (50,10 %). Smerom dole klesá na 31,00 %. Obsah humusu je veľmi nízky (0,07—0,13 %), obsah karbonátov je podobný ako u ostatných spraší v našom území (9,50—21,50 %).

V tejto polohe (2,55—4,75 m) nachádzame aj kvartérne mäkkýše, čo nasvedčuje tomu, že ide o spraše. Ulity sú poškodené. Fauna sa vyznačuje značným stupňom fosilizácie. Ulity sú vyplnené okolitou tuhú zeminou, takže po rozbití schránky ostane pevné jadro. Zo sedimentov sa vyplavili najmä úlomky čefade *Helicidae* sp., ďalej ponticko-meridionálny prvok *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Vallonia pulchella* (MÜLL.) a karpatský element *Vitrea transylvanica* CL.; ďalej boli v tejto polohe zistené: *Chondrina avenacea* (BRUG.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Valvata piscinalis* (MÜLL.), *Semilimax* seu *Eucobresia* sp.

V podloží je vyvinutá hrubá poloha splachových a soliflukčných sedimentov (4,75—7,05 m), piesčitých hĺn až pieskov a pieskocov tvoriacich ostrohranné úlomky.

Pod ňou je zachovaný asi 0,70 m hrubý fosílny pôdny horizont tmavohnedej farby s konkréciami CaCO<sub>3</sub>. Zrnitostne v ňom prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (40,40 %), pomerne vysoký je aj obsah piesčitých častíc. Obsah humusu je veľmi nízky (0,04 %), podobne aj obsah karbonátov (1,60 %).

Spraše v podloží (7,75—9,45 m) sú zasa silno uľahnuté, s vysokým podielom popri prachových aj piesčitých častíc. Obsah humusu je 0,10—0,16 %, obsah karbonátov 8,00—16,70 %. V sprašiach je malakofauna, väčšinou silne porušená. Zastúpená je najmä chondrulou — *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Helicidae* sp. a *Vitrinidae* sp.

V podloží spraše sa nachádza znovu fosílna pôda nevýrazne škvrnitá, zrnitostne podobná nadložnej spraši s obsahom humusu 0,16 % a karbonátov až 25,60 %.

V hĺbke 10,05—11,20 m je spraš znovu veľmi uľahnutá, piesčitá, s obsahom humusu 0,16—0,18 % a karbonátov 16,90—35,00 %. Spraš dospeďu pozvoľne prechádza do piesčitých spraší s úlomkami pieskocov a polohami pieskov.

V podloží spraše je ostro oddelená tmavohnedá pôda (12,00—13,10 m), ktorá znova prechádza do spraší. Pôda, ako aj spraše sú silno uľahnuté, piesčito-ílovité, so zriedkavými úlomkami malakofauny. Z dolnej časti profilu boli z rôznych polôh získané ďalej úlomky *Helicidae* sp. a *Helix* sp. Na báze sú znova polohy pieskocov a pieskov. Podložie tvoria pontské aleurity a íly.

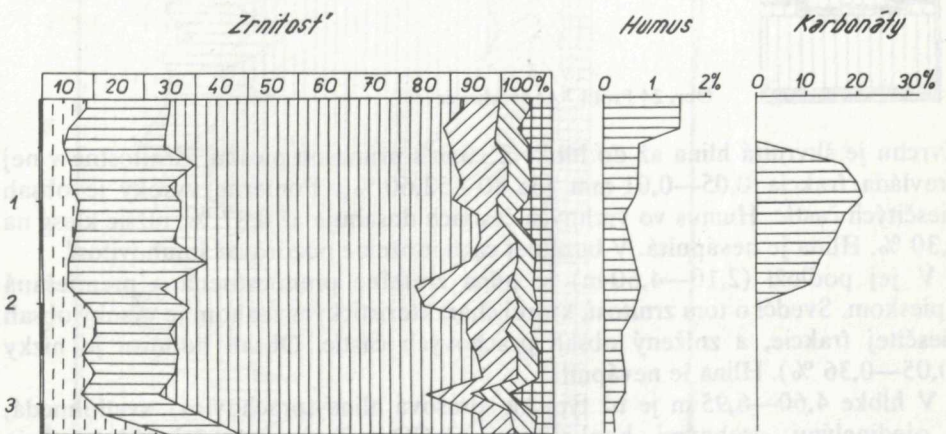
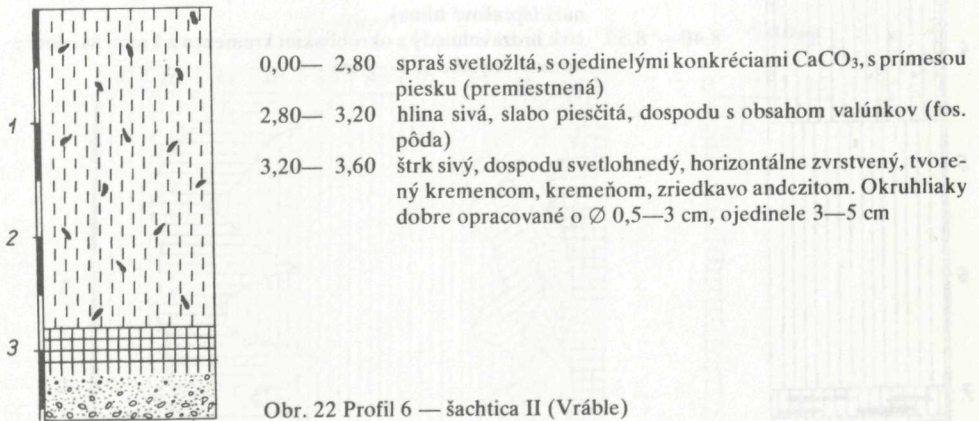
#### Profil 6 — (Šachtica II—Vráble); obr. 22

Spraš tu leží v nadloží riečnych štrkov 4. terasy Žitavy. Zrnitostne má vysoký podiel frakcie 0,05—0,01 mm (46,30—60,45 %), avšak obsahuje pomerne vysoké percento piesčitej frakcie. Vo vrchnej časti, v podloží slabo vyvinutej recentnej pôdy je zvýšený obsah humusu dosahujúci 0,67 %, smerom dole klesá na 0,33 %. Podobne aj obsah karbonátov vo vrchnej časti je vysoký (10,60—20,70 %), smerom dole klesá až pod 1 %.

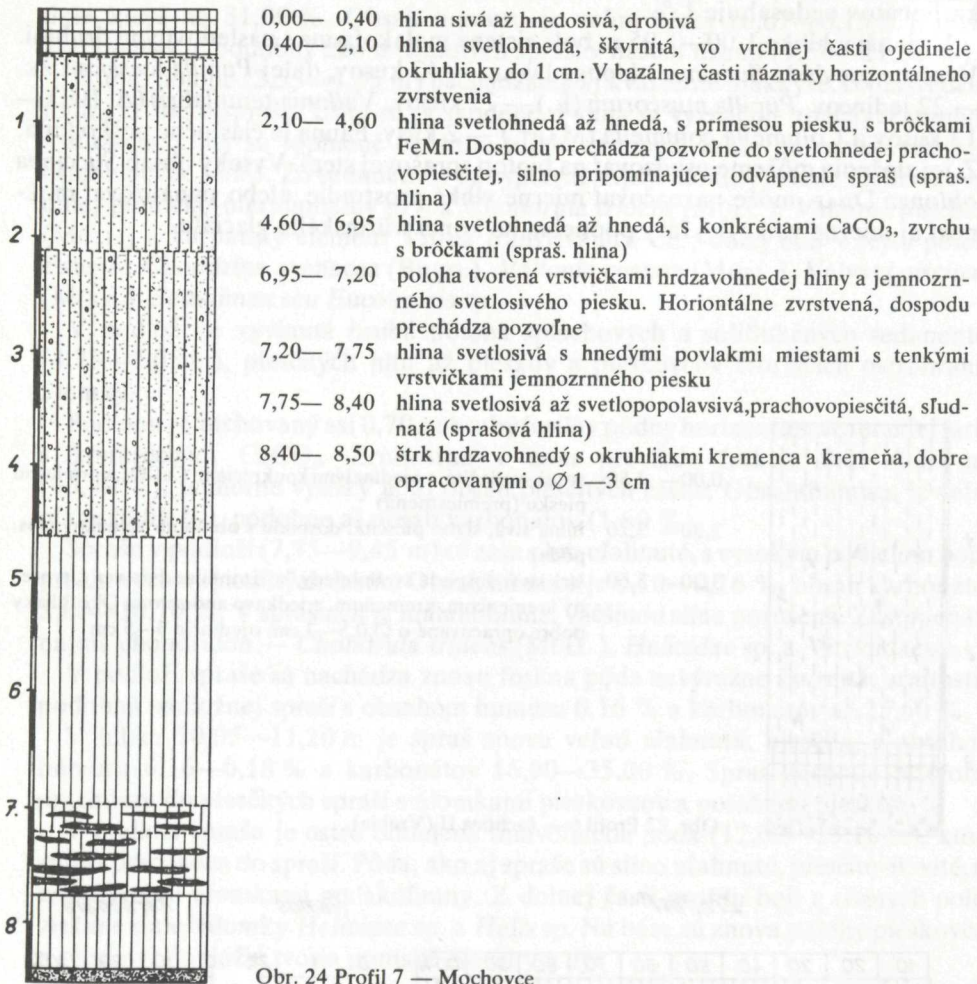
V podloží spraše je slabo zachovaný horizont fosílny pôdy, vyvinutý na riečnych štrkoch a pieskoch, do ktorých pozvoľne prechádza. Pôda má charakter černoze. Zrnitostne sa podobá nadložnej spraši, iba v bazálnej časti sa výrazne zvyšuje obsah

piesčitých frakcií. Obsah humusu je však veľmi nízky (0,20—0,38 %), obsah karbonátov nedosahuje 1 %.

V spraši v hĺbke 1,00—1,95 m bola zistená malakofauna s nasledovnými druhmi. Výrazne prevláda *Succinea oblonga* DRAP. — 42 kusov, ďalej *Pupilla loessica* Lzk. — 22 jedincov, *Pupilla muscorum* (L.) — 22 kusov, *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) — 13 kusov a *Columella columella* (MART.) — 2 kusy. Fauna je čiastočne poškodená. Z jej zloženia môžeme usudzovať na biotop sprašovej stepi. Vysoký obsah *Succinea oblonga* DRAP. môže naznačovať mierne vlhké prostredie, alebo signalizovať možnosť aj mierne vlhkejšej fázy podnebia na konci würmského glaciálu.



Profil 7 — Mochovce — Charakteristika sprašových hĺn (prachovic); obr. 24



Obr. 24 Profil 7 — Mochovce

Zvrchu je škvritá hĺna až do hĺbky 2,10 m s prímiesou piesku. Zrnitostne v nej prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (38,80—52,60 %). Pomerne vysoký je obsah piesčitých častíc. Humus vo vrchných častiach dosahuje až 0,87 %, nižšie klesá na 0,30 %. Hĺna je nevápnitá. V bazálnej časti môžeme pozorovať šmuhovitosť.

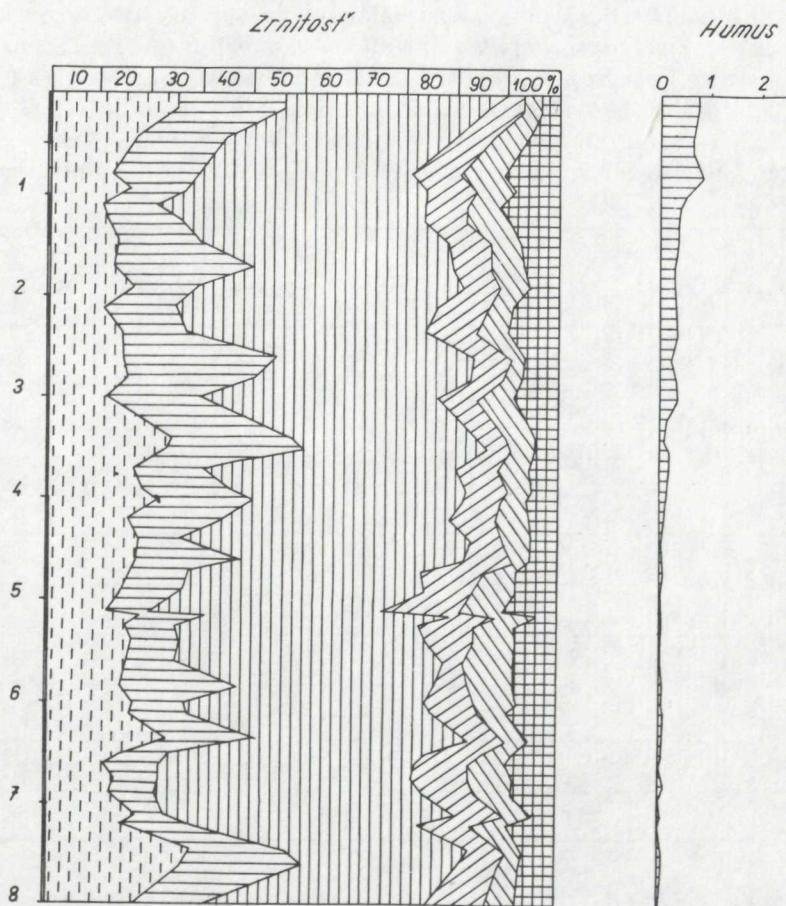
V jej podloží (2,10—4,60 m) je hĺna zreteľne premiestnená a premiešaná s pieskom. Svedčí o tom zrnitosť, ktorej charakteristickým znakom je vysoký obsah piesčitej frakcie, a znížený obsah prachových častíc. Obsah humusu je nízky (0,05—0,36 %). Hĺna je nevápnitá.

V hĺbke 4,60—6,95 m je už typická sprašová hĺna (prachovica), svetlohnedá, s ojedinelými drobnými konkréciami CaCO<sub>3</sub>. Zrnitostne prevláda frakcia 0,05—0,01 mm (38,50—57,20 %), mierne poklesol obsah piesčitých častíc, avšak

mierne stúpol podiel ílovitej frakcie. Obsah humusu je nízky, v rozmedzí 0,04—0,13 %. Karbonáty až do hĺbky 5,60 m úplne chýbajú. Nižšie je uvedený obsah karbonátov pod 1,0 %. V podloží už ležia deluviálne sedimenty tvorené hlinami a pieskami, ktoré sa navzájom striedajú. Iba na báze, v nadloží neogénnych štrkov, je poloha pripomínajúca sprašovú hlinu (prachovicu), s výrazne zvýšeným obsahom humusu (0,66 %) poukazujúcim pravdepodobne na pedogenetický proces.

### *Sprašovité sedimenty močiarne*

Rozšírené sú takmer výlučne v priestore 5. terasy Žitavy (nízka terasa), najmä v širšom okolí Dvorov n/Žitavou. Sprašovité sedimenty močiarne väčšinou netvoria samostatné polohy vo vrstevnom slede nízkej terasy. Nachádzajú sa v nadloží



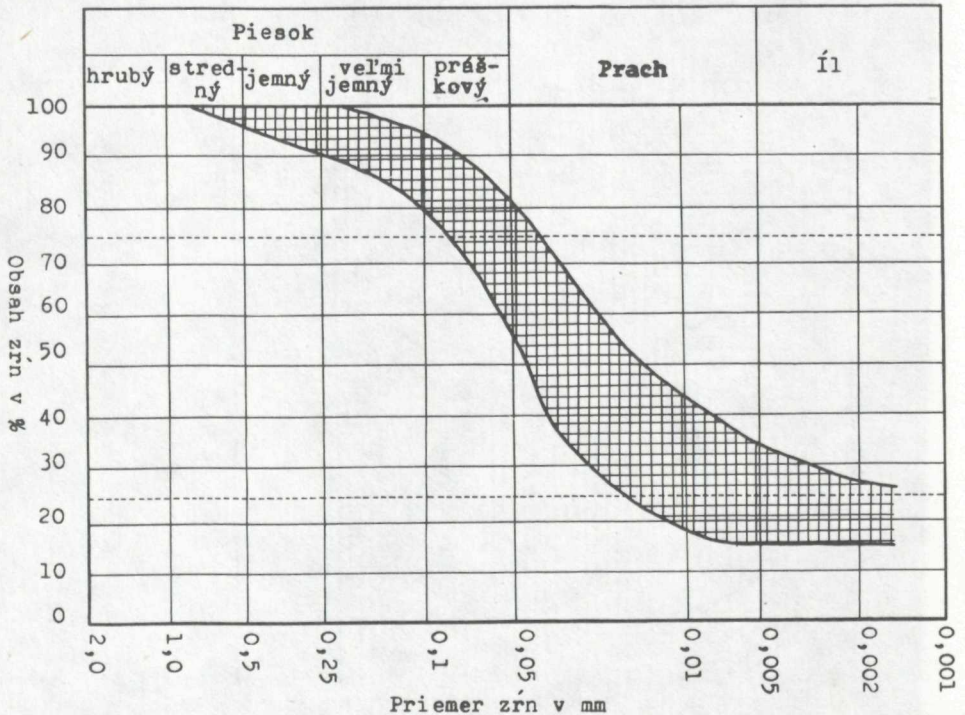
Obr. 25 Litologická charakteristika profilu 7 — Mochovce

riečnych sedimentov (štrkov, pieskov, hĺín). Objavujú sa pozvoľne, ako vyznieva fluviálna sedimentácia a tvoria areály občas zaplavované stojatou vodou (močiare, bariny, mokrade), pričom sa ešte striedajú s typickým fluviálnym materiálom (drobné štrky, piesky). Vo vyšších polohách postupne pribúdajú polohy čistých spraší s charakteristickými fyzikálnymi a faunistickými znakmi (zrnostosť, malakofauna). Vo vrchných častiach sa navyše objavujú polohy a vrstvy eolických pieskov.

Sprašovité sedimenty močiarnie, ako sme už v úvodnej časti uviedli, sa líšia od spraší najmä faunistickým spoločenstvom, ktoré predstavuje rôzne typy biotopov vodného prostredia.

Zrnostosť (obr. 26) sa od spraší mierne odlišujú vyšším podielom piesčitej a ílovitej frakcie na úkor frakcie prachovitej (0,05—0,01 mm). Obsah  $\text{CaCO}_3$  je podobne ako u spraší značne kolísavý (7,20—24,35 %).

„Močiarnie“ spraše boli po prvýkrát z nášho územia opísané M. LUKNIŠOM—Š. BUČKOM (1953) z vrchnej časti akumulácie nízkej terasy, z okolia južne od Dvorov nad Žitavou. Odtiaľ uvádzajú nasledovnú malakofaunu (spracoval. V. LOZEK in l. c.) — *Succinea oblonga* DRAP., *Pupilla* sp., *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Euconulus trochiformis* (Mtg.), *Radix peregre* (MÜLL.), *Anisus leucostomus* (MILL.). Podľa V. LOŽEKA (l. c.) druhy *A. leucostomus* a *R. peregre* žijú v periodických stojatých vodách, čo nasvedčuje na charakter sedimentačného prostredia. Vekove fauna zodpovedá najmladšiemu würrmskému štádiálu ( $W_3$ ). Z územia v okolí Hurbanova,

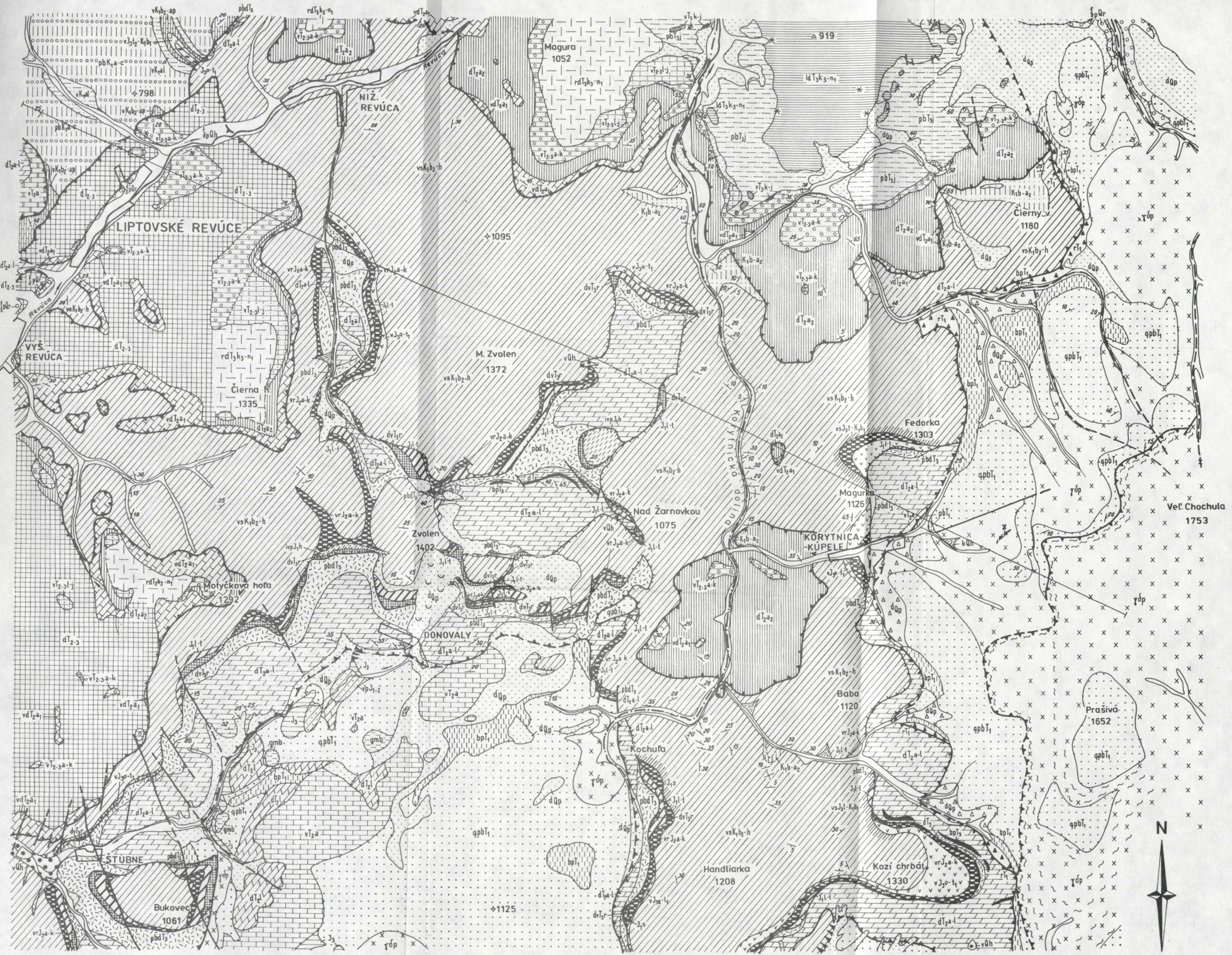


Obr. 26 Obalová krivka zrnitosti sprašovitých sedimentov močiarnych

18 907

Geologický ústav Dionýza Štúra  
KNIŽNICA  
Mlynská dolina 1  
817 04 BRATISLAVA

463/85



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52

**KVARTÉR** — 1. fluviaľné sedimenty: štrky, zahľinené piesky riečnych nív — holocén; 2 — pramenné vápence (travertíny) — holocén; 3 — deluviaľné sedimenty: sutinové kužele — holocén; 4 — deluviaľné sedimenty: hľinito-kamenité sedimenty — nečlenený pleistocén; 5 — deluviaľné sedimenty: hľinito-kamenité sedimenty s blokmi kryštalinika — nečlenený pleistocén; 6 — zahľinené piesčité štrky terás — pleistocén (ris) **MEZOZOIKUM** — Chočský príkrov (Bielovážska skupina) — 7 — ramsauské dolomity a hlavný dolomit, nerozčlenené — stredný-vrchný trias; 8 — hlavný dolomit: a) masívny b) vrstevnatý — vrchný karn (tuval) — spodný norik; 9 — lunzské vrstvy — jul; 10 — korytnické vápence — ?kordevoľ-spodný jul; 11 — raminské vápence — ladin-spodný jul; 12 — reiflinské vápence — vrchný anis-ladin-kordevoľ; 13 — ramsauské dolomity — vrchný anis; 14 — gutensteinské vápence a dolomity — spodný anis; Krížňanský príkrov (Zliechovská skupina) — 15 — slienité bridlice, vápence s vložkami piesčitých vápencov — barém-stredný alb; 16 — slienité vápence a slieň — vyšší berias-hoteriv; 17 — kalpionelové vápence — vyšší titón-spodný berias; 18 — aptychové a sakokómové vápence — oxford-kimeridž — spodný titón; 19 — kemité rádioláiové vápence a radiolarity — álen-kelovej; 20 — pestré kalové vápence — lotaring-toark; 21 — cynofytové vápence — spodný sinemúr; 22 — kopieniecké súvrstvie („grestenské vrstvy“) — hetanž; 23 — kössenské vrstvy — réť; 24 — karpaský keuper — nór; 25 — hlavný dolomit — tuval; 26 — lunzské vrstvy — jul; 27 — ramsauské dolomity — anis-ladin; 28 — gutensteinské

vápence a dolomity — anis; Šiprunská skupina — 29 — drobové pieskovce s vložkami slienitých bridlic — alb-cenoman-sp. turón; 30 — piesčité organodetrítické vápence s rohovcami a vložkami bridlic — spodný alb; 31 — formácia vápencov Lučivnej pri Párnici — vyšší berias-vrchný apt; 32 — kalpionelové vápence — vyšší titón-spodný berias; 33 — pestré hľuznaté vápence — oxford-kimeridž-spodný titón; **DONOVALSKÁ SKUPINA** — 34 — biele, žltkavé, ružové piesčité hrubolavicovité vápence — malm; 35 — piesčito-krinoidové vápence, oolitické vápence, pieskovce, pestré krinoidové vápence — lias-doger; 36 — ramsauské dolomity — ladin; 37 — gutensteinské vápence — anis; 38 — kavernózne buncenaté vápence (rauvalky) — spodný trias; 39 — pestré hľivito-piesčité bridlice s vložkami dolomitov a evaporitov — spodný trias; 40 — lúžňanské súvrstvie — spodný trias; **PALEOZOIKUM** — granitoidy — 41 — pegmatity, aplity v kryštáľických bridliciach a granitoidoch; 42 — biotitické dvojsľudné granodiority s ružovým K-zivcom — prašivský typ; kryštáľické bridlice — 43 — biotitické, muskoviticko-biotitické pararuly alebo migmatizované; **Všeobecné vysvetľivky** — 44 — hranice hornín: zistené, predpokladané; 45 — presunové línie: zistené, predpokladané; 46 — presunové línie druhého radu vo vnútri príkrovu: zistené, predpokladané; 47 — zlomy: zistené, zistené zakryté, predpokladané; 48 — erózne hrany terás; 49 — blokové zosuny; 50 — mylonitizované zóny; 51 — horizontálne uloženie vrstiev, smer a sklon vrstiev; 52 — nálezy skamenelín.



z nízkej terasy Žitavy, uvádza L. KALAS (in J. HARČAR—L. KALAS 1960) nasledovné druhy malakofauny z „močiarnych“ spraší. V spodnejších častiach profilov prevládajú druhy vlhkomilné až vodné, smerom k povrchu postupne pribúdajú druhy suchomilné. Z pieskov, ktoré tvoria šošovky alebo tenké vložky v sprašovitých sedimentoch močiarnych, uvádza fagóciu *Fagotia acicularis* (FÉR.), ktorá svedčí o ich fluviálnom pôvode. V „močiarnych“ sprašiach uvádza: *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Columella edentula* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Trichia hispida* (L.), *Trichia striolata* (C. PFR.), *Monachoides rubiginosa* (A. SCH.), *Arianta arbustorum alpicola* (FÉR.), *Lymnea palustris* (MÜLL.), *Radix peregrina* (MÜLL.), *Planorbis planorbis* (L.), *Planorbarius corneus* (L.), *Anisus leucostomus* (MILL.) a *Bathyomphalus contortus* (L.). Z vyššie uvedeného vyplýva, že sa tu nachádza spoločenstvo sprašových ulitníkov a zástupcovia vlhkomilných až vodných druhov. To jasne svedčí o striedaní typicky sprašovej sedimentácie a občasnom zaplavovaní územia a prekryvaní spraší riečnymi sedimentmi. Takéto pomery sú typické pre územia s tektonicky poklesovou tendenciou.

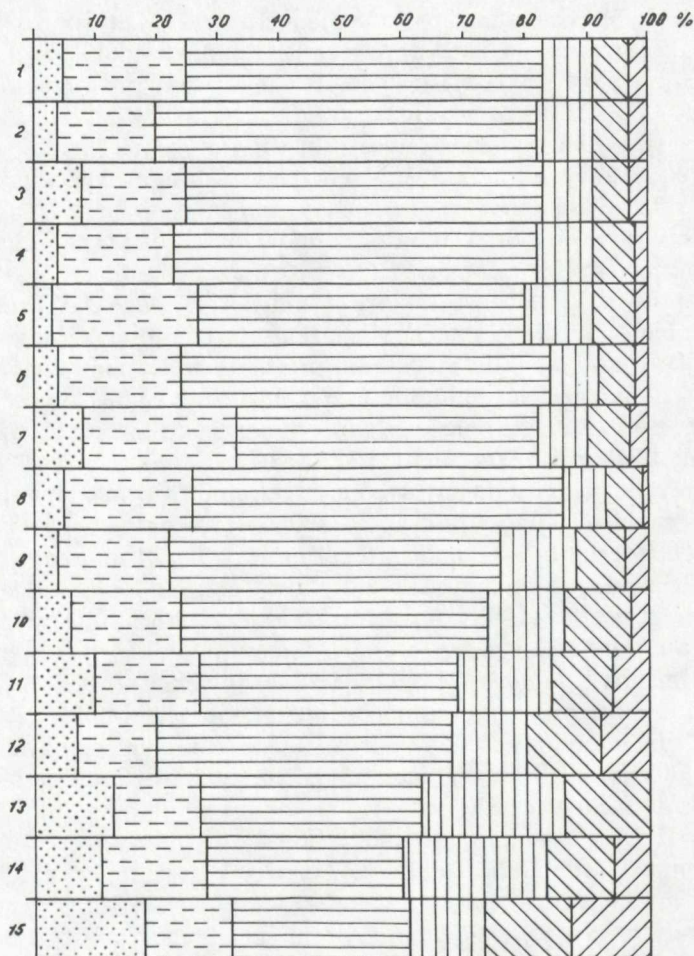
Z ďalších profilov charakteristických pre „močiarné“ prostredie uvedieme ešte vrty DŽ-21, DŽ-23 z územia južne od Dvorov nad Žitavou, ďalej vrt VL-5 z Bešeňova, situované na nízkej terase a vrt VR-9 z územia západne od Novej Vsi n/Žitavou situovaný na 3. terase. Vo všetkých vrtoch sú na báze fluviálne terasové sedimenty zakryté hlinami silno pripomínajúcimi spraš.

Fauna však jasne svedčí o vlhkom až vodnom prostredí, ktoré je charakteristické pre „močiarné“ spraše. Z. SCHMIDT (1978) uvádza zo sedimentov týchto vrtných profilov faunistické spoločenstvá, ktoré obsahovali zmiešané druhy suchozemských aj vodných biotopov, alebo výlučne suchozemských biotopov. Tak vo vrte DŽ-21, v hĺbke 9,00—10,00 m, našiel medzi stotridsiatimi schránkami kvartérnych mäkkýšov desať druhov zmiešaných biotopov. Zo zástupcov vodných biotopov spomína eurosibírské prvky *Valvata pulchella* (STUD.), *Planorbarius corneus* (L.), palearktické elementy *Planorbis planorbis* (L.) a *Anisus spirorbis* (L.). Posledný druh má výraznú prevahu nad ostatnými uvedenými druhmi a spolu s nimi je dôkazom periodicky zaplavovaného územia. Zo suchozemských zástupcov malakofauny spomína Schmidt pupily — *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla muscorum densegyrata* LZK., ďalej vedúci druh studených období pleistocénu, *Vallonia tenuilabris* (A. BR.). Je len prirodzené, že vo vlhkom prostredí (nie však vo vode), našiel aj dobrú populáciu *Succinea oblonga* DRAP. (47 jedincov). Ojedinele sa spomínajú nálezy druhov *Columella columella* (MART.) a *Vallonia pulchella* (MÜLL.). Okrem týchto posledných dvoch druhov sa zo sedimentu v podloží v hĺbke 10,00—11,00 m spomínajú iba hore uvedené výskyty suchozemských mäkkýšov. V hĺbke 14,00—15,00 m sa už iba v ojedinelom výskyte spomína *Succinea oblonga* DRAP. a tri fragmenty *Helicidae* sp.

Vo vrte DŽ-23 sa zo sedimentu z hĺbky 3,60—4,00 m vyplavila *Succinea oblonga* DRAP. a pontický druh *Helicella obvia* (HÄRTM.). V nasledujúcom odbere, v hĺbke 4,00—5,00 m, sa medzi suchozemskými reprezentantmi sprašových druhov — *Pupilla triplicata* (STUD.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla muscorum densegyrata* LZK., *Pupilla loessica* LZK., *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) a *Succinea oblonga* DRAP. ojedinele objavili aj druhy periodických vôd — *Anisus spirorbis* (L.) a *Anisus*

*leucostomus* (MILL.). V piesku, v hĺbke 5,00—6,00 m, bolo tiež faunistické spoločenstvo zmiešaných (suchozemských i vodných) biotopov: eurosibírsky druh *Valvata pulchella* (STUD.) s holarktickým prvkom *Lymnaea palustris* (MÜLL.) predstavujú zástupcov vodných biotopov (močiarového biotopu, resp. periodických barín). Zástupcov suchozemských mäkkýšov reprezentujú: *Vallonia pulchella* (MÜLL.), *Pupilla loessica* LŽK. a *Succinea oblonga* DRAP.

Kým sediment v hĺbke 6,00—7,00 m obsahoval výlučne suchozemské mäkkýše — pupilovú faunu s *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) a dvoma druhmi sukcieí, *Succinea putris* (L.), *Succinea oblonga* DRAP., v sedimente v podloží (7,00—8,00 m) sa k uvedeným druhom suchozemských biotopov pridružil — okrem druhu *Vallonia*



Obr. 27 Diagram priemernej zrnitosti sprašových komplexov na Hronskej pahorkatine

*pulchella* (MÜLL.) — aj vo vode žijúci ulitník *Anisus* sp.. Nechýbal ani v odbere zeminy z hĺbky 8,00—9,00 m, v spoločenstve s *Pupilla loessica* LŽK. a *Succinea oblonga* DRAP.

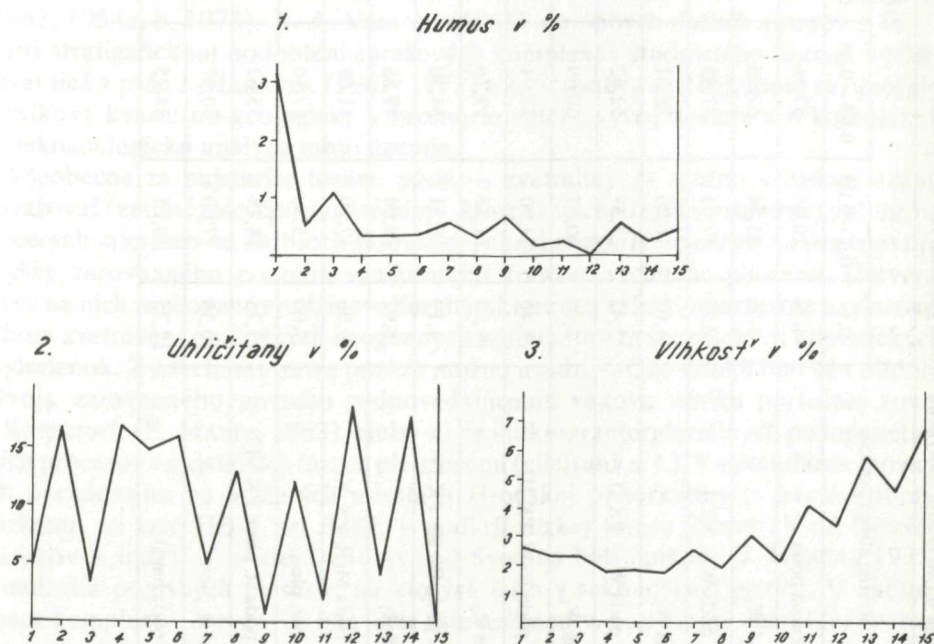
Z profilu vrtu DŽ-23 vidíme, že sa tu striedajú polohy viatych pieskov, močiarnych spraší a zrejme aj riečnych pieskov. Vrt odráža veľmi citlivé periodické zmeny sedimentačných pomerov koncom mladého pleistocénu, vyvolané pravdepodobne klimatickými osciláciami koncom würmu, resp. až neskorého würmu (W 1).

Výrazne zmiešané spoločenstvá mäkkýšov vodných a suchozemských biotopov nachádzame v sedimentoch z vrtného jadra VR-9. V zložení malakofauny sú druhy: *Lymnaea palustris* (MÜLL.), *Lymnaea peregra* f. *peregra* (MÜLL.), *Gyraulus laevis* (ALD.), *Pupilla muscorum* (L.), *Succinea oblonga* DRAP., *Catinella arenaria* (B.—CH.) a *Helicopsis striata* (MÜLL.).

Z uvedených profilov vidíme, že v priestranstve 5. terasy Žitavy (nízka terasa), najmä v širšom okolí Dvorov n/Žitavou, dochádzalo vplyvom striedania klímy (štadiál-interštadiál), k zmenám sedimentácie a ukladaníu od riečnych a močiarnych až po typické eolické sedimenty (spraše, viate piesky).

Okrem vyššie analyzovaných profilov bolo z územia spracovaných niekoľko desiatok ďalších profilov (odkryvy, vrtý, šachtice), ktoré nie je možné v predloženej práci uviesť. Pri zhodnocovaní však boli do úvahy zobrazené aj výsledky týchto profilov.

Nakoniec zostáva ešte aspoň spomenúť, že v území Hronskej pahorkatiny sme



Obr. 28 Percentuálne zastúpenie humusu, karbonátov a vlhkosti

Tabuľka 6 Priemerné analytické hodnoty sprašových komplexov

Stratigrafická pozícia	Zrnitosť						Humus	Karb.	Vlhkosť
	0,1	0,1 – 0,05	0,05 – 0,01	0,01 – 0,005	0,005 – 0,002	0,002			
Recentná pôda	4,74	20,05	57,96	8,01	6,08	3,16	3,10	4,88	2,59
Spraš W <sub>3</sub>	3,76	15,74	62,05	9,57	6,55	3,28	0,52	16,97	2,35
Fos. pôda W <sub>2/3</sub> PK I	7,77	17,01	57,85	7,80	6,49	2,54	1,11	3,53	2,30
Spraš W <sub>2</sub>	4,03	18,96	58,61	8,84	7,66	1,90	0,35	16,94	1,76
Fos. pôda W <sub>1/2</sub> PK II	3,42	24,37	52,62	11,10	6,81	1,65	0,35	14,92	1,82
Spraš W <sub>1</sub>	3,90	20,37	60,09	7,85	6,05	1,42	0,36	16,17	1,73
Fos. pôda R/W PK III	8,49	24,90	47,94	8,40	6,93	2,40	0,57	4,96	2,48
Spraš R <sub>2</sub>	4,60	21,35	59,76	7,19	5,68	1,27	0,32	13,28	1,88
Fosf. pôda R <sub>1</sub> /R <sub>2</sub> PK IV	4,19	18,51	54,36	12,33	8,67	4,44	0,66	0,76	3,04
Spraš R <sub>1</sub>	5,97	18,04	49,88	12,17	10,55	3,37	0,20	12,03	2,11
Fos. pôda M/R PK V	9,86	17,19	41,65	15,41	9,74	6,13	0,25	1,97	4,12
Spraš. st. pleis.	7,00	13,50	47,50	11,50	12,50	8,00	∅	18,50	3,38
Fos. pôda st. plest. PK VI?	12,75	14,25	35,62	23,50	13,87	∅	0,57	4,33	5,81
Spraš st. pleis.	10,33	17,00	30,57	22,50	11,25	6,00	0,25	17,67	4,61
Fos. pôda bazál.	17,75	14,25	28,75	12,25	14,00	13,00	0,46	∅	6,74

našli profily, kde „spraše“ smerom do svojho podložja prechádzajú plynule, bez zreteľného prerušenia. Ide vždy o rovnakú situáciu, kde v podloží sú neogénne prachovité piesky, silty a aleurity, z ktorých sa sprašovitá zemina vytvorila. Možno tu teda hovoriť o procese „zosprašenia“ neogénnych sedimentov a vzniku elúvia, ktoré má niektoré vlastnosti spraší.

## Stratigrafia

Pri výskume spraší na Hronskej pahorkatine, najmä ich stratigrafickom členení, najväčšiu prekážkou je nedostatok vhodných odkryvov. Ojedinelé odkryvy — hliniská alebo opustené tehelne (Divá, Dubník, Veľké Lovce, Veľké Ludince, Svodín, Kolta, Semerovo, Mochovce atď.) nesiahajú nikde pod úroveň mladopleistocénnych spraší. Výskum sprašových profilov sme preto robili pomocou šachtíc a vrtov. Takýto výskum však nedáva možnosť sledovať úložné pomery spraší a fosílnych pôd na väčšej ploche, vo vzťahu k nadložíu a podložíu a pod. No aj napriek tomu sme získali určitý obraz o sprašiach a fosílnych pôdach v študovanom území po stránke geologickej, litologickej, genetickej a stratigrafickej.

Vychádzame, pochopiteľne, nielen z vlastných poznatkov, ale najmä pri stratigrafii, sa opierame o práce zo susedných území a z iných oblastí. Vychádzame pri tom najmä z prác J. KUKLU (1961), J. KUKLU—V. LOŽEKA (1961a, b), J. KUKLU—V. LOŽEKA—J. BARTU (1962), I. VAŠKOVSKÉHO (1967, 1972), J. ŠAJGALÍKA (1965), J. KOŠTÁLIKA (1967), K. BRUNACKERA (1956), M. F. VEKLIČA (1961), V. LOŽEKA (1963, 1964a, b, 1973), A. A. VELIČKA (1965) a mnohých ďalších autorov.

Pri stratigrafickom hodnotení sprašových komplexov študovného územia vychádzam tiež z prác J. HARCÁRA (1967, 1971) a Z. SCHMIDTA (1978), ktoré sa opierajú o celkový kvartérno-geologický a geomorfologický vývoj územia a o komplexnú malakozoologickú analýzu tohto územia.

Všeobecne za najstaršie fosílné pôdy — zvetraliny — možno v našom území považovať červené, piesčito-ílovité hliny, ktoré sa nachádzajú v primárnej polohe na viacerých miestach na chrbtoch Hronskej pahorkatiny. Tieto chrbty tu predstavujú zvyšky zarovnaného povrchu vzniknutého koncom vrchného pliocénu. Červené hliny na nich zachované svedčia svojim charakterom o veľmi intenzívnom a relatívne dlhom zvetrávaní podložných neogénnych sedimentov za špecifických klimatických podmienok. Z ich charakteru a pozície možno usudzovať, že vznikli buď už v období vývoja zarovnaného povrchu zodpovedajúcemu vekove vzniku poriečnej roviny v Karpatoch (E. MAZÚR 1963), alebo sú produktom interglaciálnych pedogenetických procesov v najstarších fázach pleistocénu (vilafrank s. l.). V sekundárnej pozícii ich nachádzame na viacerých miestach Hronskej pahorkatiny (v okolí Pribety, Šarkánu, vo vrte HB-1 pri Bajči, v podloží nízkej terasy Žitavy JV od Nových Zámkov a inde). Vo vrte DŽ-6 sv. od Svodína boli opísané (J. HARCÁR 1971) z nadložia pontských pieskov, na ktorých ležia v sekundárnej pozícii. V nadloží „pedokomplexu“ červených hĺn ležia ešte sedimenty, ktoré majú charakter zvetralín, resp. delúvií, ktorých stratigrafická a genetická identifikácia je problematická, preto sme sa nimi bližšie nezaoberali.

Vzhľadom na to, že stratifikácia staropleistocénnych sprašových komplexov je objektívne značne obťažná, nie je možné ani v nami analyzovaných profiloch exaktne stanoviť stratigrafiu starého pleistocénu, hoci je nesporné, že je tu zachovaný na viacerých miestach.

Za najstaršiu považujeme spraš a sprašové hliny (prachovice) zachytené vrtni DŽ-2, DŽ-6 a DŽ-7 a inými v širšom okolí Svodína. Ide tu o typické spraše, dokonca vo vrte DŽ-2 s obsahom fosílnych mäkkýšov. Na základe analýzy sprašových komplexov v celom území možno predpokladať, že by tieto spraše mohli zodpovedať glaciálu gūnz? K starému pleistocénu (gūnzu?) možno zaradiť aj bazálne spraše v profile 5 v Dolnom Petri.

Pedokomplex fosílnych pôd v nadloží uvedených spraší je zložený z 1—2 fosílnych pôd, ktoré majú charakter vysoko zvetraných a silno rubefikovaných hnedozemí typu braunlehm. Sú to pedokomplexy zachované, okrem vrtnu DŽ-2 a profilu v Dolnom Petri, na viacerých miestach v širšom okolí Svodína. Ich stratigrafická pozícia zodpoveda podľa nášho názoru interglaciálu gūnz/mindel — (kromer? — V. LOŽEK 1973, PK VI? — VII? — J. KUKLA—V. LOŽEK 1961b).

Po stratigrafickej stránke je už situácia priaznivejšia pri identifikácii a stanovení stratigrafickej pozície vrchného staropleistocénneho sprašového komplexu. Spraše tohto komplexu sa už po stránke litologickej blížia svojim charakterom sprašiam mladším. Významné z tohto hľadiska je, že sa v nich bežne nachádza malakofauna. Okrem vrtnu DŽ-2 sú spraše a sprašové hliny (prachovice) mladšej fázy starého pleistocénu zachované vo vrte DŽ-1, DŽ-5, DŽ-7, DŽ-8, DŽ-11, DŽ-15 a v profile v Dolnom Petri.

Malakofaunisticky sú spraše charakterizované bohatým druhovým zastúpením pupíl, ďalej sa tu nachádza *Vallonia pulchella* (MÜLL.), *Succinea oblonga* (DRAP.), *Helicopsis striata* (MÜLL.) a iné typické sprašové druhy. Spraše tohto komplexu zaraďujeme do mladšieho obdobia starého pleistocénu — mindelu?

Pedokomplex v nadloží mindelských spraší je pomerne dobre zachovaný na viacerých miestach Hronskej pahorkatiny a v doline Žitavy. Je zložený z 2—3 fosílnych pôd, z ktorých spodná, vyvinutá na spraši, má charakter intenzívne zvetranej, silno rubefikovanej pôdy hnedozemného typu, s výrazne vyvinutým horizontom CaCO<sub>3</sub> na báze preplneným konkréciami CaCO<sub>3</sub> o Ø 5—10 cm. V nadloží tejto pôdy leží ďalšia hnedozem podobného charakteru. Najvrchnejšia pôda sa už mierne líši od podložných pôd najmä zvýšeným obsahom humusu. Pôdy uvedeného pedokomplexu predstavujú produkt interglaciálnych pedogenetických procesov. V stratigrafickej schéme ich zaraďujeme do interglaciálu mindel-ris (PK V — podľa J. KUKLU—V. LOŽEKA 1961b a V. LOŽEKA 1973).

Mladší — strednopleistocénny komplex spraší je už v porovnaní so staropleistocénnymi profilmi relatívne dobre zachovaný na mnohých miestach Hronskej pahorkatiny. Význačuje sa dvoma diferencovanými polohami spraší, oddelenými komplexom fosílnych pôd. Spodná spraš — staršia — je charakterizovaná typickými „sprašovými“ litologickými znakmi a hojnou malakofaunou. Okrem vrtnu DŽ-2 sa spraše staršieho risu s bohatou malakofaunou nachádzajú v profile vrtnu DŽ-1, DŽ-9, DŽ-15, DŽ-18, atď. Veľmi dobre je zachovaná spraš staršieho risu v profile vo Veľkých Lovciach. Hádám aj bazálne polohy spraše vo Veľkých Ludinciach by

mohli patriť do tohto obdobia. Nadložný pedokomplex je na Hronskej pahorkatine tvorený dvoma fosílnymi pôdami. Bazálna pôda, ktorá sa vyvíja zo spraší, patrí k typickým interglaciálnym pôdam typu parahnedozemí s dobre vyvinutým horizontom  $\text{CaCO}_3$ . V nadloží leží pôda s vyšším obsahom humusu. Charakter tohto pedokomplexu svedčí o interglaciálnych podmienkach pri jeho vzniku. Považujeme ho za interriský pedokomplex zodpovedajúci  $R_{1/2}$  (treene) interglaciálu v zmysle J. KUKLU—V. LOŽEKA 1961b a V. LOŽEKA 1973 (zodpovedá PK IV).

Nadložné spraše, ktoré zaraďujeme do mladšieho obdobia stredného pleistocénu  $R_2$  — sa vyznačujú typickým „sprašovým“ zrnitostným zložením s vysokým podielom prachovej frakcie (59,76 %). Obsah malakofauny na rozdiel od spraší staršieho risu ( $R_1$ ) vo väčšine profilov výrazne poklesol. Výnimku azda tvorí profil 3 (V. Ludince), kde je v sprašiach  $R_2$  zastúpená bohatá, typicky sprašová malakofauna (tab. 5). K profilu 3 (Veľké Ludince) treba hádam ešte poznamenať, že jeho stratigrafické členenie je založené na paleontologickom princípe, pretože prevažná časť fosílnych pôd bola oderodovaná. Opakom tohto profilu je profil 4 (Veľké Lovce) s kompletne zachovaným sledom strednopleistocénnych spraší a fosílnych pôd. Tu sa však, žiaľ, nerobil paleontologický výskum. Litologická diferenciacia spašových komplexov je tu taká výrazná, že nie je žiadna pochybnosť o jeho stratigrafickom členení. Pedokomplex stvoria dve fosílné pôdy, ktoré majú charakter fosílnych pôd interglaciálnych, zodpovedajúcich pedokomplexu PK IV ( $R_{1/2}$ ) v schéme J. KUKLA—V. LOŽEK 1961b, V. LOŽEK 1973).

Interglaciál R/W (ém, PK III) je zachovaný v podobe fosílny pôdy hnedozemného charakteru v mnohých profiloch. Na niektorých miestach však bola uvedená pôda oderodovaná (viď profil 3 Veľké Ludince) a odlišenie mladopleistocénnych spraší od strednopleistocénnych bolo možné urobiť hlavne na základe malakofaunistických a litologických kritérií. Tu treba podotknúť, že vo väčšine prípadov sú spraše oboch glaciálov po litologickej stránke podobné. Makroskopicky je spraš riská všeobecne viacej uľahnutá, súdržnejšia.

Do pedokomplexu interglaciálnych pôd patria podľa nášho názoru aj škvrité pôdy vo vrchnej časti profilu 5 (Dolný Peter). Sú to typické škvrité pôdy opísané zo sprašových profilov viacerými autormi (L. SMOLIKOVÁ 1960, 1963, 1965, L. SMOLIKOVÁ—V. LOŽEK 1965, V. LOŽEK 1965a, b, Q. ZARUBA—J. KUKLA—V. LOŽEK 1962, atď. Z uvedených prác vyplýva, že ide o fosílné pôdy hnedozemného typu, ktoré vznikli v interglaciálnych klimatických podmienkach, pri špecifických pedogenetických procesoch. Väčšina autorov sa zhoduje v názore, že ide o staré pôdy určite predémske, najskôr staropleistocénne (PK V a staršie).

Komplex mladopleistocénnych spraší a fosílnych pôd je na území Hronskej pahorkatiny najlepšie zachovaný. Mladopleistocénne spraše sú zachované takmer vo všetkých nami skúmaných sprašových profiloch. Ich štúdium bolo uľahčené okrem iného aj tým, že donedávna boli surovinovou bázou na výrobu tehál, takže malé tehelne s ťažobnými hliniskami sa nachádzali vo väčšine obcí na študovanom území. Iná otázka je však v kompletnosti zachovania mladopleistocénnych spraší. Tu treba povedať, že najpriaznivejšie pomery sú v zachovaní spraší mladého würmu ( $W_3$ ) a fosílny pôdy  $W_{2/3}$  (PK I). U starších sérií nie je možné v profile vždy vierohodne stanoviť prítomnosť štadiálov  $W_1$  a  $W_2$ , resp. interštadiálnej pôdy  $W_{1/2}$

(PK II). Na mnohých miestach, najmä pri častom chýbaní fosílnej pôdy PK II, významne pomohla malakofauna, ktorá dokázala prítomnosť klimatického výkyvu v tomto období. Tým bolo možné rozdeliť sprašovú sériu v podloží fosílnej pôdy PK I na dve polohy zodpovedajúce štádiálu  $W_1$  a  $W_2$  aj pri chýbaní fosílnej pôdy PK II. V niektorých profiloch zasa na fosílnej pôde emského interglaciálu (PK III) leží pôda černoziemného charakteru, oddelená iba slabou polohou spraše (niekoľko cm). Tu je azda ťažko stanoviť, či ide o spraš  $W_1$  a pôdu PK II, alebo ešte súčasť interglaciálneho komplexu R/W. Rozhodne je celý komplex súčasťou stillfriedského komplexu A v zmysle V. LOŽEKA 1973. Typovým profilom pre celý würmský glaciál v našom území je profil 4 Veľké Lovce (obr. 14), kde diferenciacia sprašových sérií v nadloží R/W pedokomplexu (PK III) je úplne zreteľná. Podobné pomery sú v mnohých ďalších profiloch (DŽ-1, 7, 10, 12, 13, atď.). Iným prípadom je, že fosílna pôda PK II v profile nie je zreteľne vyvinutá, avšak jej prítomnosť indikuje malakofauna, ako je to v profile 1 (obr. 1, Divá, tab. 1) a v profile 3 (obr. 8, Veľké Ludince, tab. 5). Podobné pomery boli zaznamenané vo viacerých profiloch Z. SCHMIDTOM (1978). Všeobecne platí, že v interštádiálnych horizontoch mladého pleistocénu je obsah malakofauny výrazne znížený v porovnaní so sprašmi.

Stanovenie štádiálu  $W_2$  v sprašových profiloch je v značnej miere závislé od kompletnosti sprašovej série celého würmu. V prípade, keď chýba fosílna pôda PK II, nie je možné oddeliť litologicky ani faunisticky spraše oboch štádiálov. Pri všeobecnej neprítomnosti spraší  $W_1$  a pôdy PK II možno však prevažnú časť spraší v podloží PK I považovať za spraše  $W_2$ . Sú zachované, až na ojedinelé výnimky, v celom území Hronskej pahorkatiny.

Z vyššie uvedeného nepriamo vyplýva, že všeobecne najzachovalejšou fosílnou pôdou na študovanom území je pôda  $W_{2/3}$  — PK I. Nie je azda sprašový profil, kde by táto pôda chýbala. Po stránke malakozoologickej je charakterizovaná jej chudobným výskytom. Príčinou je zrejme odvápnenie týchto pôd. Spraše najmladšieho würmu sú najlepšie zachované v celom území Hronskej pahorkatiny. Sú bežné tiež v doline Žitavy, kde tvoria súvislé pokrovy na nižších terasových stupňoch.

Okrem spraší tu vystupujú aj sprašovité sedimenty močiarny pokrývajúce povrch nízkej terasy Žitavy. Sú okrem litologických odlišností od spraší „eolických“ charakterizované špecifickým spoločenstvom malakofauny význačným pre vlhké sedimentačné prostredie. Na základe štúdia mlakofauny (Z. SCHMIDT 1978) bol najmä v území južne od Dvorov n/Žitavou u niektorých profilov dokázaný pleistocénny vek sedimentov, ktoré boli J. HARCÁROM (1967) považované za problematické. Táto skutočnosť okrem vyššie uvedeného dokazuje, že akumulácia nízkej terasy Žitavy tu dosahuje 15—20 m, čo svedčí okrem iného o výraznej tektonickej mobilite predmetného územia v mladom pleistocéne. Z. SCHMIDT (1978) na základe zloženia spoločenstva malakofauny rozlíši štádiálne, resp. interštádiálne horizonty spraší mladého pleistocénu — würmu  $_{2/3}$  a würmu<sub>3</sub>, prípadne až neskorého würmu, kam siaha aj vznik eolických pieskov rozšírených v tomto území.

To všetko len zdôrazňuje význam komplexného štúdia sprašových sérií pre poznanie ich stratigrafie a charakteru sedimentačného prostredia pri ich vzniku. Sprašovité sedimenty deluviálne sa vyskytujú v profiloch sprašových komplexov. Tu je ich stratigrafická pozícia väčšinou zrejmalá a vyplýva zo stratifikácie celého profilu.



Treba povedať, že sa nachádzajú prakticky v celom pleistocéne. Značná časť sprašovitých sedimentov deluviálnych je rozšírená v najvrchnejších častiach sprašových profilov. Tu predpokladáme, že doba ich vzniku spadá hlavne do vlhkejších fáz konca mladého a neskorého würmu a samozrejme celého holocénu až podnes.

Významné miesto v sprašových profiloch majú sprašové hliny (prachovice). Ich stratifikácia, ak sa vyskytujú v sprašových komplexoch spolu so sprašami a fosílnymi pôdami, je pomerne dobrá. V prípadoch, keď spraše a fosilne pôdy chýbajú, ich stratigrafickú pozíciu — navyše pri úplnej neprítomnosti fauny — je veľmi ťažké stanoviť. Všeobecne, ako vyplýva z našich pozorovaní, sprašové hliny nenachádzame v mladopleistocénnych sprašových profiloch. Sú väčšinou staršie — stredno- až staropleistocénne.

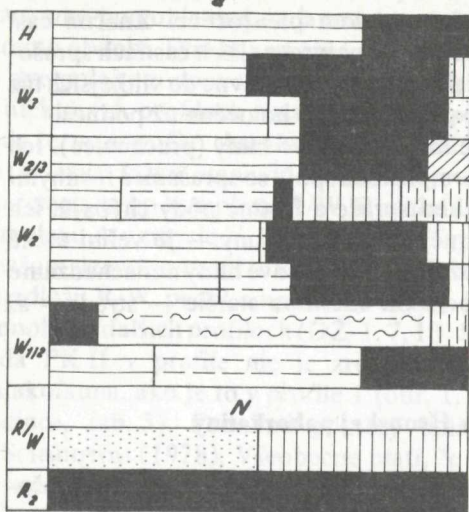
### Ekologické hodnotenie fosílnych mäkkýšov Hronskej pahorkatiny

Predstavu o celkovom charaktere prírodného prostredia v obdobiach vzniku sprašových komplexov dáva predovšetkým fauna. Nepokladáme za vhodné podrobne rozpisovať výsledky ekologickej analýzy v jednotlivých odberoch. Každý čitateľ si ju urobí na základe grafických príloh ekologickeho vyhodnotenia získanej malakofauny v jednotlivom odbere a z údajov biotopu v súvislosti toho-ktorého druhu, získaného kvartérno-paleontologickým výskumom Hronskej pahorkatiny. Pri uvádzaní zistených biotopov v pleistocéne Hronskej pahorkatiny v zátvorke upozorňujeme čitateľa na ich označenie a vymenúvame všetky nálezy druhov, ktoré potvrdzujú existenciu stanoveného životného prostredia mäkkýšov.

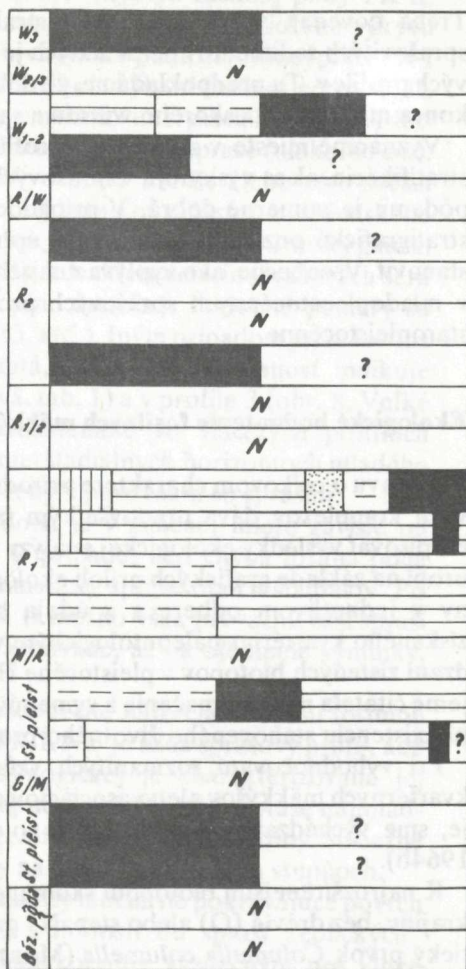
Pri vyhodnocovaní rozmanitých vzťahov a závislostí medzi určitým druhom kvartérnych mäkkýšov alebo asociáciou a prírodným prostredím, ktoré ich obklopuje, sme vychádzali z kritérií, ktoré vo svojich prácach zhrňuje V. LOŽEK (1955, 1964b).

K najrozšírenejším biotopom skúmaného územia patria: biotop otvoreného rázu krajiny, bez drevín (O) alebo step. Na prvé životné prostredie upozorňujú: holarktický prvok *Columella columella* (MART.), ktorý je typickým sprašovým druhom; boreo — alpsky element *Vertigo parcedentata* (A. BR.), vyhynutý, tiež typický sprašový druh. Takými druhmi sú aj holarktický prvok *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. a európsky (?) element *Pupilla loessica* Lžk. Sprašovým druhom je holarktická pupila — *Pupilla muscorum* (L.). Obyvateľom otvorených biotopov po xerothermné lúky (viac bariny, limnické usadeniny) je holarktický prvok *Vallonia pulchella* (MÜLL.). Severoázijský (sibírsky) druh *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) patrí k typickej sprašovej malakofaune. Mierne vlhké (nie vodné), po suché stanovište otvorenej krajiny, obýval atlantický prvok *Catinella arenaria* (B.-CH.). Je to druh, ktorý sa miestne objaví aj v sprašovom spoločenstve. Holarktická *Vallonia costata* (MÜLL.) oživuje slnečné prostredie xerothermných skál, mierne vlhkých lúk otvorených biotopov, resp. riedkych lesov (Ls.). Lokálne sa ukáže aj v sprašovom spoločenstve.

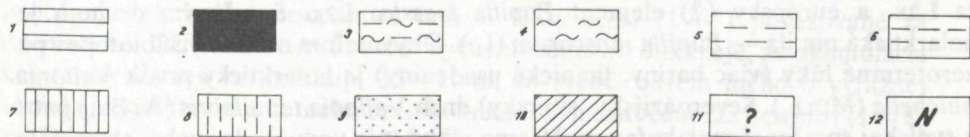
Druhé životné prostredie, step (S), charakterizujú nálezy: *Pupilla triplicata* (STUD.) a ponticko-meriodionálny element *Chondrula tridens* (MÜLL.), všetko



Obr. 29



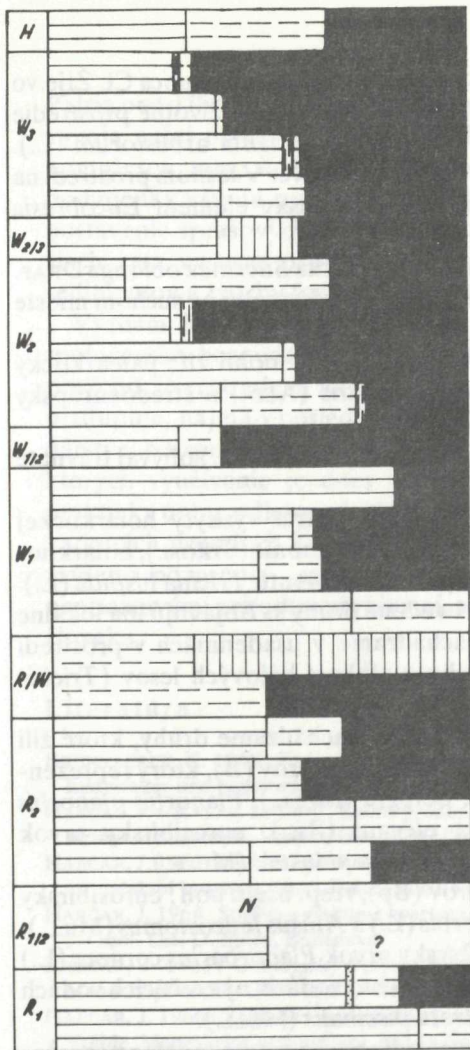
Obr. 30



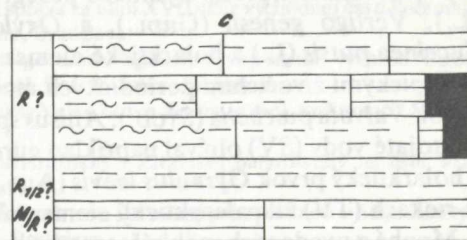
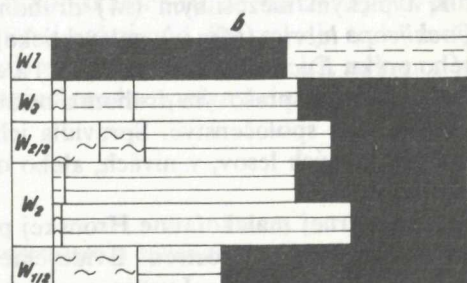
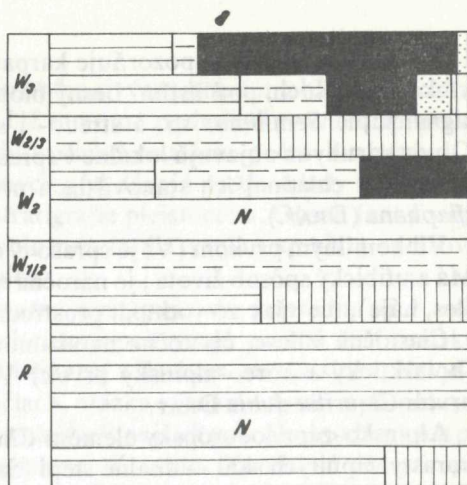
Obr. 29 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov na Hronskej pahorkatine v profiloch a — Divá, b — Svodín

1. O — otvorený ráz krajiny, 2. V — vlhkomilné prvky, 3. B — močiare, 5. SV — stojate vody, 6. S — step, 7. M — mezofilné prvky, 8. L(M) — les alebo mezofilné prvky, 9. Lp — čiastočne len v lese, čiastočne na skalných stanovištiach. 10. X — xerotermné prvky, 11. ? — neurčiteľný biotop, 12. N — vzorka faunistickej negatívna

Obr. 30 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov na Hronskej pahorkatine v profile vrtu DŽ-2



Obr. 31



Obr. 32

Obr. 31 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov na Hronskej pahorkatine v profile Veľké Ludince (legendu pozri pri obr. 29)

Obr. 32 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov na Hronskej pahorkatine v profiloch vrto v a— DŽ-7, b— DŽ-23 a c— VR-9 (legendu pozri pri obr. 29)

druhy, ktoré sa objavujú lokálne v sprašových spoločenstvách. V stepi žil *Cecilioides acicula* (MÜLL.), pôvodne mediteránny prvok, významný druh stepných oblastí. Ďalej pontický element *Helicella obvia* (HARTM.) a sprašové druhy: meridióno-euroázijská *Pupilla sterri* (VTH.) a stredoeurópska *Helicopsis striata* (MÜLL.).

V xerothermnom prostredí (X), v tráve suchých úbočí, žije holarktický prvok *Cochlicopa lubricella* (PORRO).

Na lesný biotop (L) upozorňuje karpatský prvok *Vitrea transylvanica* Cl. Žije vo vlhkejších lesoch, pod listím. Lesný biotop, prípadne mezofilné životné prostredie signalizujú: *Semilimax* sp. a stredo- i severoeurópska *Arianta arbustorum* (L.). Obidva druhy sa objavujú lokálne v sprašovom spoločenstve. V lesnom prostredí na vlhkejších chladnejších stanovištiach nív nížin žije alpsky element *Eucoberesia diaphana* (DRAP.).

Vlhkomilným prvkom (V) je sprašový druh, eurosibírska *Succinea oblonga* DRAP. Má amfibický spôsob života; je náročná na vlhkosť, ale uživí sa aj na suchom mieste (les, háje), nie však vo vodnom prostredí.

Čiastočne v lese, čiastočne na skalnom stanovišti (Lp) mohli žiť: palearktický (holarktický a boreo-alpsky prvok) *Vertigo alpestris* (ALD.) a stredoeurópsky prvok *Clausilia dubia* DRAP.

Alpsko-západoeurópsky element *Chondrina avenacea* (BRUG.) obýval trávnaté porasty vápnatých skál — skalné stepi (Ss).

K typickým mezofilným (M) druhom mäkkýšov patria výskyty holarktickej *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), palearktiskej *Perpolita hammonis* (STRÖM.), holarktického prvku *Euconulus fulvus* (MÜLL.) a európskeho elementu *Trichia hispida* (L.). Posledný býva sprašovým druhom a ostatné uvedené druhy sa objavujú iba lokálne v sprašovom spoločenstve. Spravidla ich nachádzame v usadeninách v prostredí vlhkých lužných lesov, v nivách, alebo obľubujú vlhkosť hájových lesov (*Trichia hispida* L.).

V kvartérnej malakofaune Hronskej pahorkatiny nachádzame druhy, ktoré žili výlučne vo vodnom prostredí. Evidujeme tak biotop močiarov (B), ktorý reprezentujú palearktické prvky *Lymnaea peregra* f. *peregra* (MÜLL.), *Planorbis planorbis* (L.), *Vertigo genesii* (GRDL.), a *Oxyloma elegans* (RIS.), eurosibírsky prvok *Succinea putris* (L.) a holarktické elementy *Lymnaea palustris* (MÜLL.).

Typickými živočíchmi periodických močiarov (Bp), resp. barín boli: eurosibírsky prvok *Valvata pulchella* (STUD.), *Anisus spirorbis* (L.) a *Anisus leucostomus* (MILL.).

Stojaté vody (SV) obýval napríklad eurosibírsky prvok *Planorbarius corneus* (L.) a holarktický prvok *Gyraulus laevis* (ALD.). Aj v týchto vodách, aj v tečúcich vodách či riekach (TV) žil palearktický element *Valvata piscinalis* (MÜLL.).

Mnohé z uvedených mäkkýšov vodného prostredia nachádzame lokálne v sprašových spoločenstvách („močiarových sprašiach“).

Na grafických prílohách uvádzame percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov v jednotlivých vzorkách vybraných sondážnych profilov na študovanom území (obr. 29, 30, 31, 32), ktoré sa vyznačujú rozšírením spraše a sprašovitých sedimentov.

## Záver

Spraše a sprašité sedimenty patria k plošne, ale aj čo do hrúbky k najrozšírenejším kvartérnym sedimentom našich nížin. Na pahorkatinách v Podunajskej nížine tvoria podstatnú časť kvartérneho pokrova s veľmi kolísavou hrúbkou, od 1 m do niekoľko desiatok metrov. Ich význam z hľadiska poznania kvartéru je dnes všeobecne známy.

Patria popri fluviálnych a iných sedimentoch k najvýznamnejším z hľadiska poznania vývoja našej planéty v tomto období. Už samotné podmienky vzniku sprašových komplexov tam, kde sú „zapísané“ klimatické oscilácie počas kvartéru a kde podmienky vývoja spraši a tvorby fosílnych pôd dávajú predpoklady na významné postavenie sprašových sérií pri štúdiu stratigrafie pleistocénu. Obsah fauny v sprašiach zasa výrazne prispieva k osvetleniu prostredia vzniku spraši a sprašových sedimentov a tvorby fosílnych pôd na nich.

Význam štúdia sprašových sérií výrazne vystupuje do popredia aj v rovine spoločensko-hospodárskej. Na sprašiach, ktoré pokrývajú značnú časť zemského povrchu, je sústredená intenzívna ľudská činnosť v širokom zmysle slova. Navyše tu pristupuje, najmä v posledných desaťročiach, otázka významu spraši v poľnohospodárstve. Na sprašiach sú vyvinuté jedny z najkvalitnejších poľnohospodárskych pôd, ktorých využívanie je dnes veľmi intenzívne. Z tohto dôvodu sú oblasti spraši prakticky úplne odlesnené. Následkom týchto skutočností dochádza najmä v pahorkatinných územiach k rozsiahlej zrýchlenej erózii pôd. Práve tu je treba venovať zvýšenú pozornosť „sprašovým“ územiám, najmä z hľadiska ich ochrany pred nepriaznivými prírodnými vplyvmi, ale najmä pred nesprávnymi zásahmi samotného človeka.

## Literatúra

- BRUNNACKER, K. 1956: Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Eiszeitalter und gegenwart, 7. Öhringen.
- HARČÁR, J.—KALAŠ, L. 1960: Ročná predbežná správa za úkol XVII/05 z východnej časti Podunajskej nížiny. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1963: Niektoré poznatky o geologicko-geomorfologickom vývoji územia vých. od Hurbanova v období kvartéru. Geol. Práce, Zošit 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1964: Správa o výskume kvartéru na liste Veľké Lovce. Správy o geol. výskumoch, Slovensko 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1965: Geologický výskum kvartéru Hronskej a Žitavskej pahorkatiny na liste Vráble. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra Bratislava.
- HARČÁR, J. 1966: Základný geologický výskum kvartéru na Hronskej pahorkatine a v údolí Žitavy, list Vráble. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1969: Vysvetlivky kvartéru k základnej geologickej mape územia listu 1 : 50 000, list Dvoryn/Žitavou. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1971a: Spraše v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. Čas. pro min. a geol., 16, 3, Praha.
- HARČÁR, R. 1971b: Vysvetlivky kvartéru k základnej geologickej mape územia listu Vráble. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1974: Hronská pahorkatina a dolina Žitavy (kvartér a morfológia). Prešov, 1—246.
- HARČÁR, 1977: Geologická mapa a vysvetlivky 1:25 000, list Kolta. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1972: Šarišská vrchovina. Geografické práce III, 1—2, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1981: Stručná charakteristika terás Žitavy v Podunajskej nížine. Geograf. časopis 33, 1, Bratislava.
- HORUSITZKY, H. 1900: Die agro-geologischen Verhältnisse der Gemeinden Köbölkút, Bátorkesz und Duna-Mócs im Comitate Esztergom, Jber. Kön. ung. Geol. Reichsanst., Budapest.
- HORUSITZKY, H. 1902: Nagy Surány kösségének agrogeológiai viszonyai. A. m. k. földtani int. évi jel. Budapest.

- HORUSITZKY, H. 1903: Über den diluvialen Sumpflöss. *Földt. Közlöny* 33, 5—6, Budapest 267—274.
- HRAŠKO, J.—MINAŘÍKOVÁ, D.—ŠAJGALÍK, J. 1968: Zloženie a vlastnosti spraší v údolí veľkých nížinných riek. *Vedecké práce laboratória pôdoznaectva*, 3, Bratislava.
- IVAN, L. 1947: Spraša a jej výskyt medzi dolným tokom Hrona a dolným tokom Žitavy. *Príroda II*, Bratislava.
- JANŠÁK, Š. 1950: Eolické formácie na Slovensku. *Zem. zborník II*, Bratislava.
- KÉZ, A. 1934: Über Entstehung und Entwicklung des Donaubaschnittes zwischen Győr und Budapest. *Földr. Közlem.* 60, Budapest.
- KÉZ, A. 1939: A Duna balparti terraszaí Komárom és Szob között. *Földr. Közlem.* 68, Budapest.
- KOŠŤÁLIK, J. 1967: Paleopedologické a stratigrafické pomery na sprašovom profile Nitra—Čermaň. *Geograf. čas.* 19, Bratislava.
- KRAUS, I.—ŠAMAJOVÁ, E. 1972: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v terciérnych panvách Západných Karpát. *Zborník prác z konferencie 20. výročia započatia výučby geológie na Prírodovedeckej fakulte Univ. Komenského*. Bratislava.
- KUKLA, J. 1961: Survey of Czechoslovak Quaternary. Quaternary sedimentation cycle. *Instytut Geologiczny, Prace XXXIV (Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej)*, Cześć I, Warszawa, 155—170.
- KUKLA, J.—LOŽEK, V. 1961a: Survey of Czechoslovak Quaternary: Loesses and related deposits. *Instytut Geologiczny, Prace XXXIV (Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej)*, Cześć I. 5 pl., pl. I—III, Warszawa, 11—28.
- KUKLA, J.—LOŽEK, V. 1961b: Survey of Czechoslovak Quaternary: Soils. — *Instytut Geologiczny, Prace XXXIV (Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej)*, Cześć, pl. I—III, Warszawa, 59—63.
- KUKLA, J.—LOŽEK, V.—BARTA, J. 1962: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 12, Öhringen.
- LOŽEK, V. 1955: Měkkýši československého kvartéru. *Rozpr. Ústř. úst. geol.*, 17, Praha.
- LOŽEK, V. 1963: Interglaciály na Slovensku a jejich význam pro stratigrafii kvartéru. *Geol. Práce, Zošit*, 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOŽEK, V. 1964a: Mittel und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-stratigrafie Mitteleuropas. *Rep. INQUA 1961*, 4, Łódź, 525—549.
- LOŽEK, V. 1964b: Quartärmoullusken der Tschechoslowakei. *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 31, Praha.
- LOŽEK, V. 1964c: Eine Lösserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei Milanovce im Nitra-Tal. *Sborník geologických věd, Řada A — Antropozoikum 2*, Praha, 27—40.
- LOŽEK, V. 1965a: Das Problem der Lössbildung und die Lössmoullusken. — *EG*, 16, 61—75.
- LOŽEK, V. 1965b: The relationship between the development of soils and faunas in the warm Quaternary phases. *Sborník geol. věd. řada A — Antropozoikum*, 3, pl. I—III, Praha, 7—33.
- LOŽEK, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. *Academia, Praha, Tab. I—XXVI, příl. A—D*, 1—372.
- LUKNIŠ, M. 1969: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Bratislava.
- LUKNIŠ, M.—BUČKO, Š. 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. *Geograf. časopis*, 5, 3—4, Bratislava, 1 tab., 1 mapa, 131—168.
- MAZÚR, E. 1963: Žilinská kotlina a príahlé pohoria (geomorfológia a kvartér). Bratislava.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR (1 : 500 000), Bratislava.
- MAZÚROVÁ, V.—MAZÚR, E. 1965: Mapa relatívnej výškovej členitosti Slovenska a možnosti jej použitia pre geografickú rajonizáciu. *Geograf. časopis*, 17, 1, Bratislava.
- MINAŘÍKOVÁ, D. 1969: Petrografie kvartérnych sedimentů v údolí Dunaje. *Geol. Práce, Správy 49, Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1960: Fossilné skvrnité pudy v ČSSR. *Věstník Ústř. Úst. geol.*, 35, 5, Praha Tab. I—II, 371—373.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1963: Stratigrafische Bedeutung der Terrae calcis-Böden. *Sborník geol. věd, řada A — Anthropozoikum 1, Praha příl. I—IV*, 101—126.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1965: K metodice výskumu starých púd. *Věstník Ústř. Úst. geol.*, 40, 5, Praha, 321—329.
- SMOLÍKOVÁ, L.—LOŽEK, V. 1965: Stratigrafičeskoje i paleoklimatičeskoje značenije četvertičnych iskopaemych počv srednej Evropy. — *Bjulleten Komisii po izučeniju četvertičnogo perioda*, 30, Moskva, 26—46.
- SCHMIDT, Z. 1967: Fauna fosilných mäkkýšov sprašového komplexu v Búči (údolie Dunaja) a z vrto

- DŽ-2 Svodín (Hronská pahorkatina) a DP-4 Dolinka (Ipeľská kotlina). Archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SCHMIDT, Z. 1968: Fauna fosílnych mäkkýšov sprašových komplexov Podunajskej nížiny (profil Milanovce, Moravany, Bratislava), Ipeľskej kotliny (Želovce) a Východoslovenskej nížiny (Veľké Kapušany, Kráľovský Chlmec). Geofond, Bratislava.
- SCHMIDT, Z. 1970: Rozbor malakofauny kvartéru z lokalít východnej časti Podunajskej nížiny. Čiastková roč. správa za rok 1969. Geofond, Bratislava, 1—27.
- SCHMIDT, Z. 1978: Pleistocénna malakofauna spraší Hronskej pahorkatiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠAJGALÍK, J. 1965: Petrografia povážskych spraší. Acta geol. et geographica UC, 9, Bratislava.
- ŠLAHOR, L. 1952: Správa o pedologickom výskume širšieho okolia Svodína. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TIMKÓ, E. 1900: Udvard, Perbete, Bagota, Imely, Neszvad, Bajcs (Komárom megye) Közsegék és Érsekújvár város (Nyitra megye) határnok részletes agrológiai földvétele. A. m. k. földt. int. évi jel. Budapest.
- TIMKÓ, E. 1901: Szimö, Mamocsa, Guta és Szt. Péter közsegék (Komárom) környékének agrológiai viszonyai. A. m. földt. int. évi jel. Budapest.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1967: Kvartér Západních Karpat. In T. Buday et al. Regionální geologie ČSSR, 1/2, Praha.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1971: The Central Terrace Step of the River Danube between the Towns Komárno and Štúrovo. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1972: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo. Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VEKLIČ, M. F. 1961: Iskopaemyje počvy v četvertičnyh (antropogennyh) otloženijach jugozapadnoj časti Russkoj ravniny. Četvertičnyj period, 13—15, 3 př. Kyjev, 87—106.
- VELIČKO, A. A. 1965: Voprosy geochronologii lessov Evropy. Izvestija AN SSSR, serija geografičeskaja, 1965, 4, Moskva, 19—30.
- ZÁRUBA, Q.—KUKLA, J.—LOŽEK, V. 1962: Die altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag. Anthropozoikum, 10 (1960). tab. I—VII, Praha, 135—162.

J. Harčár—Z. Schmidt

## Loesses and Loess Sediments on Hronská pahorkatina Upland

### Summary

Loesses belong among most frequent Quaternary sediments in lowlands, and particularly on uplands in the Podunajská nížina lowland. Loesses represent there the most part of the Quaternary cover and their thickness ranges from 1 m to several tens of metres. There is some regularity in their thickness and distribution, especially in the area of the Hronská pahorkatina upland. First of all there are exposition of slopes and their dip. Loesses cover almost excludingly the more gentle slopes exposed southwards, SE and eastwards. On steeper slopes, exposed northwards, NW, W and southwestwards, loesses are usually missing or their thickness and areal range are smaller. The association of loess sedimentation to topography of the basement is most distinct in southerner parts of the Hronská pahorkatina upland in areas with rectangular valley system.

The distribution of loesses in the Hronská pahorkatina upland indicates the main course of blowing, i. e. by NW and W winds.

In the valley of the Žitava river loesses are preserved not only on the right side where the surface dips SE to eastwards, but also on the left side with the surface dipping westwards. Here loesses are less thick and differentiation of loess complexes is missing.

In the N—S course loesses decrease toward the north, their areal range and thickness get smaller. In northern parts loessy loams increase gradually (powdery loessy loams in the sense of V. Ložek 1973). In many places loesses are disturbed by slope processes.

Basing upon regional investigations, position of loesses, and upon detailed study of loess profiles, we have distinguished the following types of loesses:

- |                             |                              |
|-----------------------------|------------------------------|
| a) eolian (genuine) loesses | c) deluvial loessy sediments |
| b) loessy loams (powdery)   | d) paludal loessy sediments. |

a) Eolian loesses are most frequent in our region. They are characterized by typical structure, lithology and a molluscan assemblage.

The eolian loesses are massive, without indications of bedding, homogeneous, macroporous, with variable carbonate content. Exposures show the characteristic parting along vertical cracks.

Light-yellow loesses dominate over ochre-yellow, yellow-grey and bleached. Older loesses are generally less porous. The size of concretions increases toward older loesses. It is best seen in carbonate levels in the basement of fossil soils. Younger loesses contain concretions of the size of 1—3 cm but Early Pleistocene loesses contain 10—25 cm concretions.

b) Loessy loams (powdery) have smaller thickness and areal range. They are mostly in northerner parts of the Hronská pahorkatina upland, but they are also frequent in southerner parts where they form layers in eolian loesses. The absence of carbonates and of malacofauna is their most typical character. Light-brown and brown colours with grey and green-grey spots are dominant.

c) Deluvial loessy sediments have a considerable areal range in the area of the Hronská pahorkatina upland. They are inside the loess profiles above fossil soils or form separate covers. They differ from eolian loesses in distinct bedding and in the presence of allogene material. The character of bedding indicates that their genesis was mostly affected by slope processes (wash away, rain wash, solifluction).

d) Loessy paludal sediments have small areal range. They are only in the southern part of the area. They deposited on fluvial sediments of the fifth terrace between Dvory nad Žitavou and Bohatá.

The sediments are calcareous, frequently with increased carbonate content. They are light brown, light yellow, in places light yellow white. In basal parts the loessy sediments are stratified, with thin layers and lenses of fluvial sands. Higher up they are massive, without indications of bedding, or the stratification indicates fine lamination and disintegration in horizontal direction. Upwards the sediments pass gradually into eolian loesses with frequent layers of blown sands.

Paludal loessy sediments are characterized by plentiful malacofauna comprising hydrophilous species, also living in water.

Fossil soils represent a significant element in loessy complexes. Their occurrence and preservation very quickly in horizontal and vertical courses, in relation to general deposition conditions of loessy complexes. Fossil and recent soils are easily eroded, and affected by wash away, rain wash and solifluction. So they only preserved in places where the processes were slow or limited.

Basing upon complex Quaternary-geological and paleontological analyses of the Hronská pahorkatina upland, and upon the analysis of loess profiles we have distinguished fifteen separate stratigraphic levels of loesses loessy sediments and fossil soils, corresponding to individual Pleistocene stages (Glacial-Stadial), (Interglacial-Interstadial) and Holocene.

The basal fossil soil (waste?) — red soil (rotlehm?) resting upon the Neogene basement in autochthonous or allochthonous position, is regarded as the oldest level. It is presumed to be a product of intense weathering at the Early Pleistocene (Villafranchian s. l.). The basal fossil soil is overlain by the Pleistocene loess. On the Pleistocene loess is a pedocomplex of intensely weathered two fossil soils of the para-brown soil (braunlehm) type. The pedocomplex is overlain by loesses corresponding to the Mindel glacial (Elster s. l.). On the loesses is a pedocomplex composed of 2—3 fossil soils of interglacial character, intensely weathered. The pedocomplex is ranged to the Mindel-Riss interglacial (Holstein s. l.; PK V?). The Riss complex of loesses and fossil soils is very well preserved. Early Riss loesses ( $R_1$ ) are separated by a thick pedocomplex of inerglacial character (Tréne, PK IV) from Late Riss ( $R_2$ ) loesses. On the Late Riss loess is preserved interglacial soil of the para-brown soil belonging to the Riss-Würm (Ém, PK III) interglacial. The soil is completely or partly eroded. The Late Pleistocene complex consisting of three stadial loess levels ( $W_1$ ,  $W_2$ ,  $W_3$ ) separated by interstadial underdeveloped soils ( $W_{1/2}$  — PK II,  $W_{2/3}$  — PK I) is best developed. Loesses  $W_1$  and fossil soil  $W_{1/2}$  are mostly missing. The last level representing the Holocene is recent soil, mostly with the character of degraded chernosem.



## Explanations of Encl. and Text-figures

Encl. 1 Documentation Map of Hronská pahorkatina Upland.

Encl. 2 Geologic Map of Hronská pahorkatina Upland and Žitava River Valley (compiled by J. Harčár)  
Explanations:

A — fluvial sediments: 1-1. terrace (Donau?), a) without gravel accumulation (scattered gravels), b) gravels, sands, 2-2. terrace (Günz), gravels and sands, 3-3. terrace (Mindel), a) without gravel accumulation ((scattered gravels), b) gravels and sands, 4-4. terrace (Riss), a) without gravel accumulation (scattered gravels), b) gravels, c) sands, 5-5. terrace (Würm), a) gravels, b) sands, c) loams, 6 — river flats (Holocene), loams and sands, 7 — river flats of smaller flows.

B — deluvial-fluvial sediments: 8 — loams and sands (filling of dry periglacial valley bottoms).

C — eolian sediments: 9 — loesses, 10 — loessy loams (powdery), 11 — paludal loessy sediments, 12 — eolian sands.

D — deluvial-eolian sediments: 13 — loessy deluvial sediments, 14 — transported eolian sands.

E — deluvia: 15a — loamy-sandy, 15b — loamy-rocky, 16 — landslides.

F — eluvia: 17 — red loams.

G — basement formations: 18 — sands, gravels, clays (Neogene).

H — other characters: 19 — geologic boundaries, a) distinct, b) vague, c) concealed, 20 — morphologic boundaries, a) distinct, b) vague, 21 — lines of geologic cross-sections, 22 — flows, 23 — villages, 24 — bench marks.

Encl. 3 Geologic cross-section 1-1' (Strekov—Svodín). 1-1. Žitava river terrace, 2 — low terrace of Paříž, 3 — river flat of Paříž, 4 — loesses, 5 — deluvial-fluvial sediments, 6 — Neogene, 7 — faults.

Encl. 4 Geologic cross-section 2-2'. (Veľká Maňa—Dolný Píal). 1-4. terrace of Žitava river, 2-5. terrace of Žitava river, 3 — river flats, 4 — loesses, 5 — loessy deluvial sediments, 6 — deluvial-fluvial sediments, 7 — Neogene, 8 — faults.

Fig. 1 Profil 1 — Divá.

Fig. 2 Lithologic characteristic of profile 1 — Divá (explanations of grain size fraction concern all profiles).

Fig. 3 Profile 2 — borehole DŽ-2.

Fig. 4 Lithologic characteristic of profile 1 — borehole DŽ-2.

Fig. 5 Malacofauna from borehole DŽ-2. 1 — *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), 2 — *Succinea oblonga* (DRAP.), 3 — *Pupilla muscorum densegyrata* (LŽK.), 4 — *Catinella arenaria* (D.-CH.), 5 — *Clausilia dubia* (DRAP.), 6 — *Clausilia dubia* (DRAP.), 7 — *Euconulus fulvus* (MÜLL.), 8 — *Perpolita hammonis* (STRÖM.), 9 — *Vallonia pulchella* (MÜLL.), 10 — *Vertigo alpestris* (ALD.), 11 — *Columella columella* (MART.), 12 — *Pupilla sterri* (VTK.).

Fig. 6 Roentgenograms of fossil soils from borehole DŽ-2. M — mont-morillonite, CH — chlorite, K — kaolinite, I — illite, Q — quartz (valid for all roentgenograms). 1 — fossil soil R/W, 2 — fossil soil R<sub>1</sub>/R<sub>2</sub>, 3 — fossil soil R/W, 2 — fossil soil R<sub>1</sub>/R<sub>2</sub>, 3 — fossil soil M/R.

Fig. 7 Roentgenograms of fossil soils from boreholes DŽ-2 and DŽ-6. 1 — fossil soil M/R (DŽ-6), 2 — fossil soil G/M? (DŽ-2), 3 — basal fossil soil (DŽ-6).

Fig. 8 Profile 3 — Veľké Ludince.

Fig. 9 Lithologic characteristic of Profile 3 — Veľké Ludince.

Fig. 10 Fossil soil W<sub>2/3</sub> — PK I in Profile 3 — Veľké Ludince.

Fig. 11 Würm loesses with fossil soil W<sub>2/3</sub> — PK I in Svodín.

Fig. 12 Loess profile in Farná.

Fig. 13 Deluvial loessy sediments SW of Čaka.

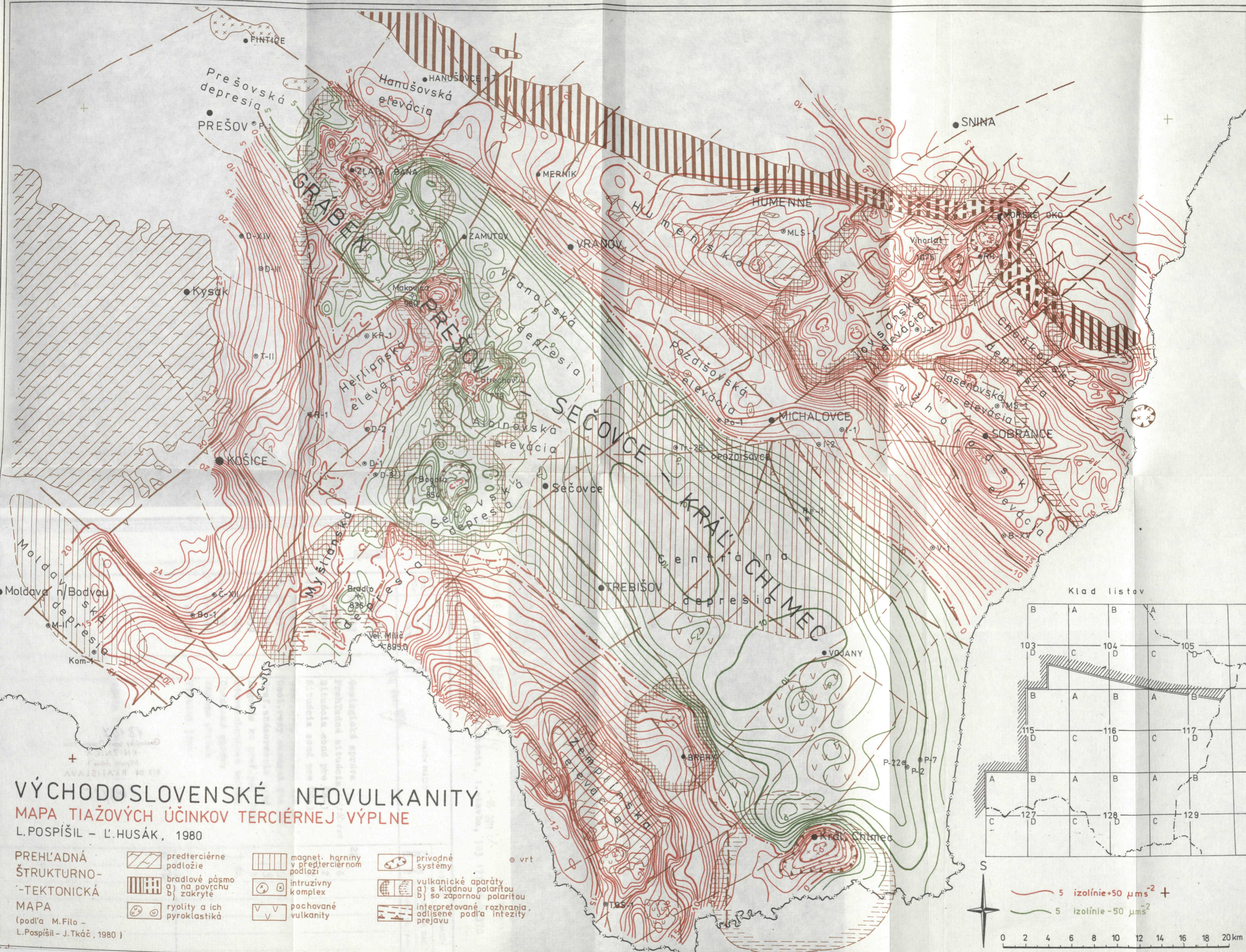
Fig. 14 Profile 4 — Veľké Lovce.

Fig. 15 Lithologic characteristic of Profile 4 — Veľké Lovce.

Fig. 16 Profile 5 — Dolný Peter.

- Fig. 17 Lithologic characteristic of Profile 5 — Dolný Peter.
- Fig. 18 View of loessy series in Dolný Peter (upper part).
- Fig. 19 Detail of spotty soil in Dolný Peter.
- Fig. 20 View of loessy series in Dolný Peer (lower part).
- Fig. 21 Detail of fossil soil on loesses in Dolný Peter (lower part).
- Fig. 22 Profile 6 — shaft II (Vráble).
- Fig. 23 Lithologic characteristic of Profile 6 — shaft II (Vráble).
- Fig. 24 Profile 7 — Mochovce.
- Fig. 25 Lithologic characteristic of profile 7 — Mochovce.
- Fig. 26 Envelope grain-size curve of loessy paludal sediments.
- Fig. 27 Diagram of mean grain size of loessy complexes on Hronská pahorkatina upland.
- Fig. 28 Percentage of humus of carbonates, and humidity in loessy complexes on Hronská pahorkatina upland.
- Fig. 29 Percentage of elements of identic biotopes on Hronská pahorkatina upland in Profiles a — Divá, b — Svodín.
- Fig. 30 Percentage of elements of identic biotopes on Hronská pahorkatina upland in profile of borehole DŽ-2.
- Fig. 31 Percentage of elements of identic biotopes on Hronská pahorkatina upland in Profile Veľké Ludince.
- Fig. 32 Percentage of elements of identic biotopes on Hronská pahorkatina upland in profiles of boreholes a — DŽ-7, b — DŽ-23 and c — VR-9.



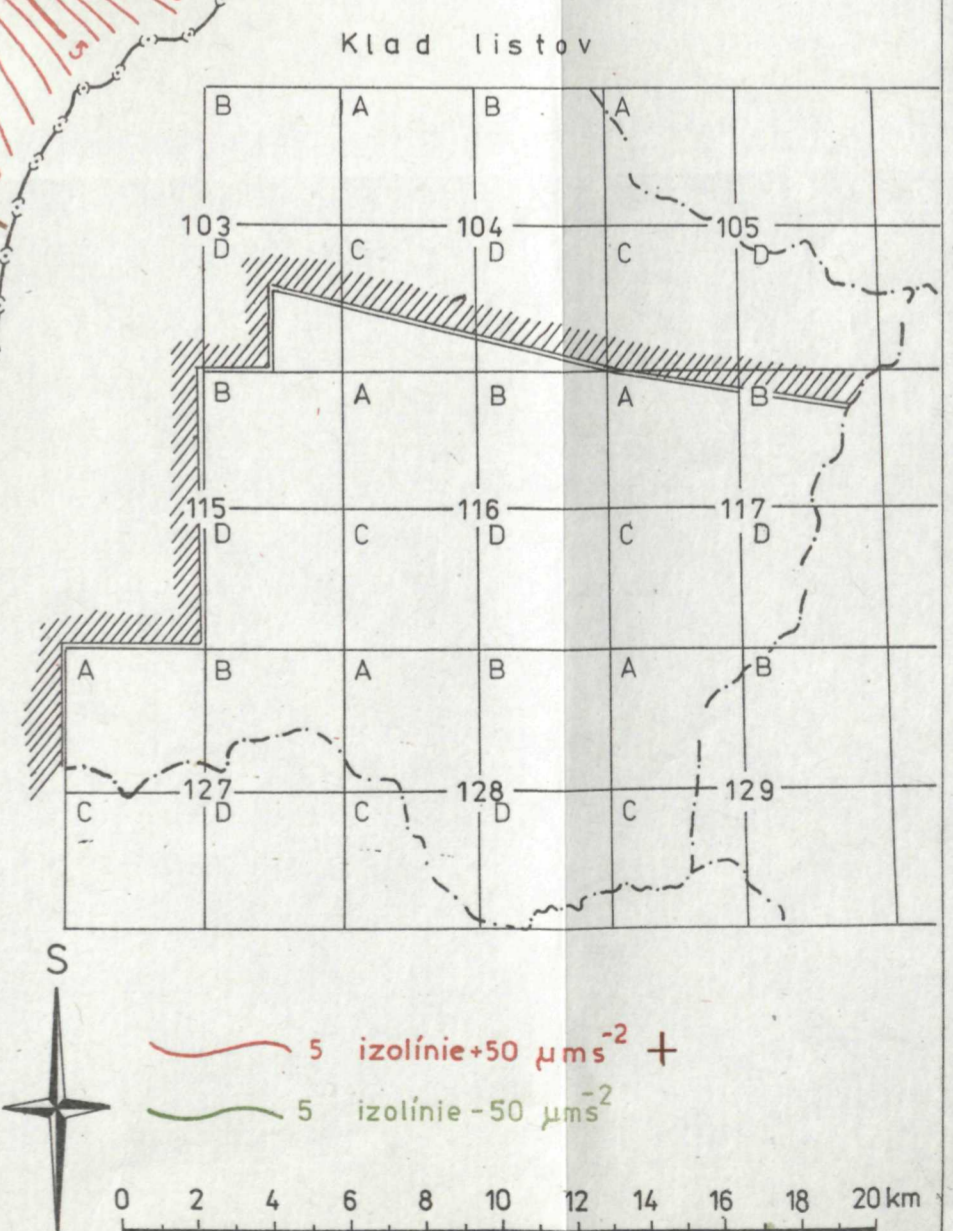


# VÝCHODOSLOVENSKÉ NEOVULKANITY

## MAPA TIAŽOVÝCH ÚČINKOV TERCIERNEJ VÝPLNE

L. POSPÍŠIL - L. HUSÁK, 1980

- |  |  |  |  |     |
|--|--|--|--|-----|
| <b>PREHLADNÁ<br/>ŠTRUKTURNO-<br/>TEKTONICKÁ<br/>MAPA</b><br>(podľa M. Fito -<br>L. Pospíšil - J. Tkáč, 1980) | predterciérne podložie                 | magnet. horniny v predterciérnom podloží | prírodné systémy   | vrt |
|  | bradové pásmo a) na povrchu b) zakryté | intruzívny komplex                       | vulkanické aparáty a) s kladnou polaritou b) so zápornou polaritou |     |
|  | ryolity a ich pyroklastiká             | pochované vulkanity                      | interpretované rozhrania, odlišené podľa intezity prejavu          |     |
|  |  |  |  |     |



Imrich Vaškovský—Vladimír Hanzel—Eugénia Vaškovská

## Niekoľko nových poznatkov o priestorovom rozšírení a zložení kvartérnych sedimentov na južných svahoch Vysokých Tatier a ich predpolí

6 obr. v texte, nemecké resumé

**Abstract.** The authors present precised data on thicknesses of Quaternary sediments at the contact of the Vysoké Tatry southern slopes with the Tatran foreland and the Podtatranská kotlina basin. The data resulted from drilling.

Skúmané územie je na západe ohraničené rozvodím potoka Hybice, na severe hlavným hrebeňom Vysokých Tatier, t. j. rozvodím rieky Poprad a na severovýchode rozvodím Belského potoka. Východné, južné a juhozápadné ohraničenie tvorí rieka Poprad v úseku Spišská Belá—Poprad—Svit—Tatranská Štrba a cesta Važec—Východná—Hybe.

Na študovanom území sa kontrastne vydeľujú dve morfológické jednotky, a to severná (vysokohorská), reprezentovaná južnými svahmi Vysokých Tatier a južná (kotlinová) podľa regionálneho morfológického členenia (E. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1978) označovaná ako Podtatranská kotlina, z ktorej na skúmané územie zasahuje jej severná časť, a to časťou Popradskej kotliny s Popradskou rovinou, Štrbskou pahorkatinou, Lomnickou pahorkatinou a Kežmarskou pahorkatinou, časťou Liptovskej kotliny s Hybienskou pahorkatinou ako samostatný podúsek tvorí tzv. tatranské predpolie (obr. 1). Pohorie Vysoké Tatry je od Podtatranskej kotliny oddelené podtatranským zlomom (D. ŠTÚR 1860) v.-z. smeru, ktorý v priestore Smokovca sa zamieňa na jz.-sv. smer. Súhrnnejšie pohľady na vývoj reliéfu študovaného územia, najmä na odraz vplyvu vysokohorského zaľadnenia, sú obsiahnuté v prácach J. PARTSCHA (1923), F. VITÁSKA (1924), E. ROMERA (1929), B. HALICKÉHO (1930), J. SZAFLARSKÉHO (1937) a ďalších. Mimoriadne významné je syntetizujúce dielo M. LUKNIŠA (1973), v ktorom autor na základe svojich výskumov i prác ďalších autorov podáva komplexnú charakteristiku genézy reliéfu a kvartérnych sedimentov.

Na geologickej stavbe študovaného územia sa zúčastňujú horniny kryštalinika, potom mezozoika, paleogénu a kvartérne sedimenty.

---

RNDr. I. Vaškovský, DrSc., RNDr. V. Hanzel, CSc., RNDr. E. Vaškovská, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

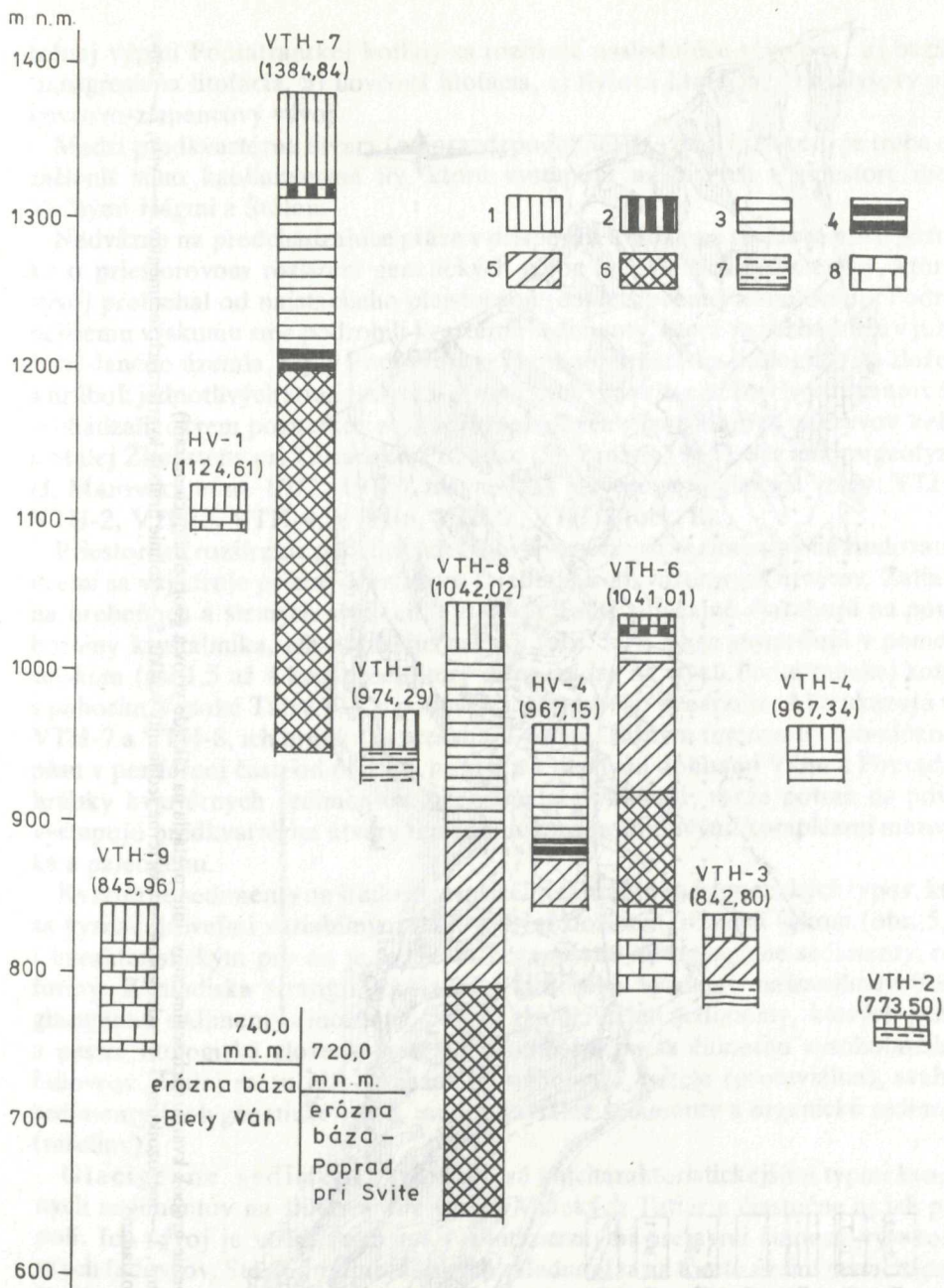
*Kryštalínikum* je známe z vystupovania kryštalického jadra vystupujúceho na povrch na južných svahoch Vysokých Tatier, kde je zastúpené kryštalickými bridlicami, potom migmatitmi a plošne viac rozšírenými granitoidnými horninami. Podrobnejšie študoval kryštalínikum A. GOREK (1959), opísal ho i O. FUSAN et al. (1963) vo vysvetlivkách k prehľadnej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry.

*Mezozoické horniny* vystupujú na povrch v študovanej časti Podtatranskej kotliny v niekoľkých plošne nie veľmi rozsiahlych ostrovoch severne od Važca, v okolí Hrubého Grúňa, pod úbočím Kriváňa smerom k Trom studničkám, odtiaľ východnejšie k Hrádku a v dvoch menších východoch. Ich rozšírenie na mape už skôr vyznačil V. UHLIG (1897) a ich štúdiom priamo na študovanom území a jeho širšom okolí sa zaoberali V. ŠTASTNÝ (1926), A. ŠURKA (1958), D. ANDRUSOV (1958, 1959, 1968), M. MAHEL et al. (1967), A. BIELY (1977) a ďalší. V poslednom čase boli mezozoické komplexy zistené na danom území aj vo vrtoch v podloží paleogénnych súvrství (V. HANZEL et al. 1979, 1982), V. HANZEL—M. POLÁK (1982) a J. NEMČOK—V. HANZEL (1980, 1982). Z doterajších štúdií vyplýva, že v študovanej časti mezozoické komplexy náležia dvom tektonickým jednotkám, a to: krížňanskému a chočskému príkrovu.

*Paleogénne sedimenty* tvoria takmer plošne súvislú (okrem vyššie spomínaných ostrovov mezozoika), avšak nerovnako hrubú sedimentačnú výplň študovanej časti Podtatranskej kotliny. Podrobnejšie v študovanej časti i v širšom okolí opísali paleogénne súvrstvia J. VOLKO-STAROHORSKÝ (1923), J. KOUTEK (1936), V. ŠTASTNÝ (1926), F. PÍCHA (1962), A. MATĚJKA (1927), Z. ROTH (1938), F. CHMELÍK (1958, 1963), P. GROSS et al. (1980) atď. V paleogénnej sedimen-

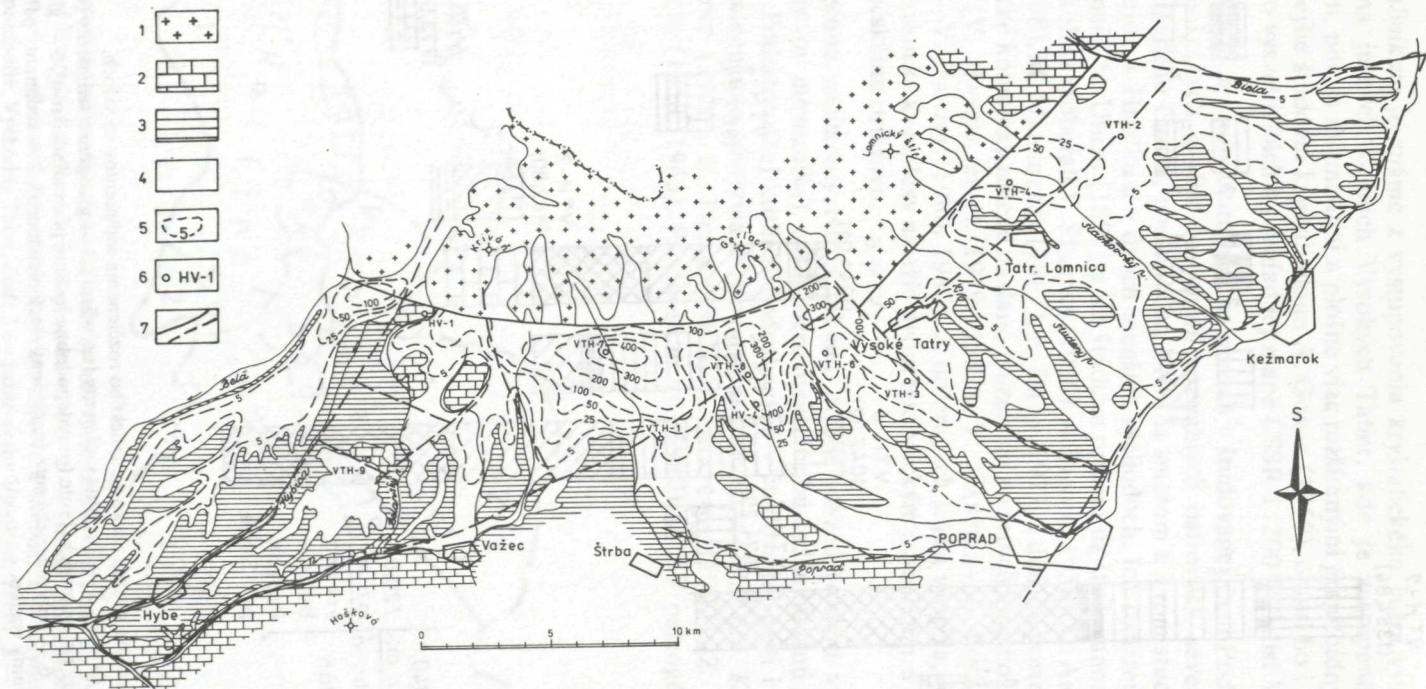


Obr. 1 Regionálne geomorfologické členenie (podľa E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA 1978). Podtatranská kotlina, časť Popradská kotlina: 1 — Popradská rovina, 2 — Štrbská pahorkatina, 3 — Lomnická pahorkatina, 4 — Kežmarská pahorkatina; časť Liptovská kotlina, 1 — Hybiarska pahorkatina. Tatranské predpolie. Východné Tatry, časť: 1 — južné svahy Vysokých Tatier, 2 — Belianske Tatry.



Obr. 2 Schematické znázornenie stratigraficko-genetického rozčlenenia sedimentov vo vrtoch.

1 — glaciénne sedimenty (würm), 2 — fluviálne sedimenty (ris/würm), 3 — glaciénne sedimenty (ris),  
 4 — silne zvetrané materiály polygenetickej sute (pravdepodobne fosilnej pôdy mindel/risu), 5 — glaciénne sedimenty (mindel), 6 — polygenetickej sute (nečlenený starý pleistocén), 7 — sedimenty paleogénu, 8 — mezozoické horniny vcelku.



Obr. 3 Znáznovenie hrúbok kvartérnych sedimentov (interpretácia na základe vrtov a geofyzikálnych meraní).

1 — kryštalínium, 2 — mezozoikum, 3 — paleogén, 4 — kvartérne sedimenty vcelku, 5 — izolínie hrúbok kvartérnych sedimentov, 6 — vrty, 7 — zlomy zistené a predpokladané.



tačnej výplni Podtatranskej kotliny sa rozlišujú nasledujúce súvrstvia: a) bazálna transgresívna litofácia, b) ílovcová litofácia, c) flyšová litofácia, d) neflyšový pieskovo-zlepencový vývoj.

Medzi predkvartérne útvary (najpravdepodobnejšie vrchný pliocén) je treba ešte začleniť silno kaolinizované íly, ktoré vystupujú na povrch v priestore medzi Vyšnými Hágmi a Štôlou.

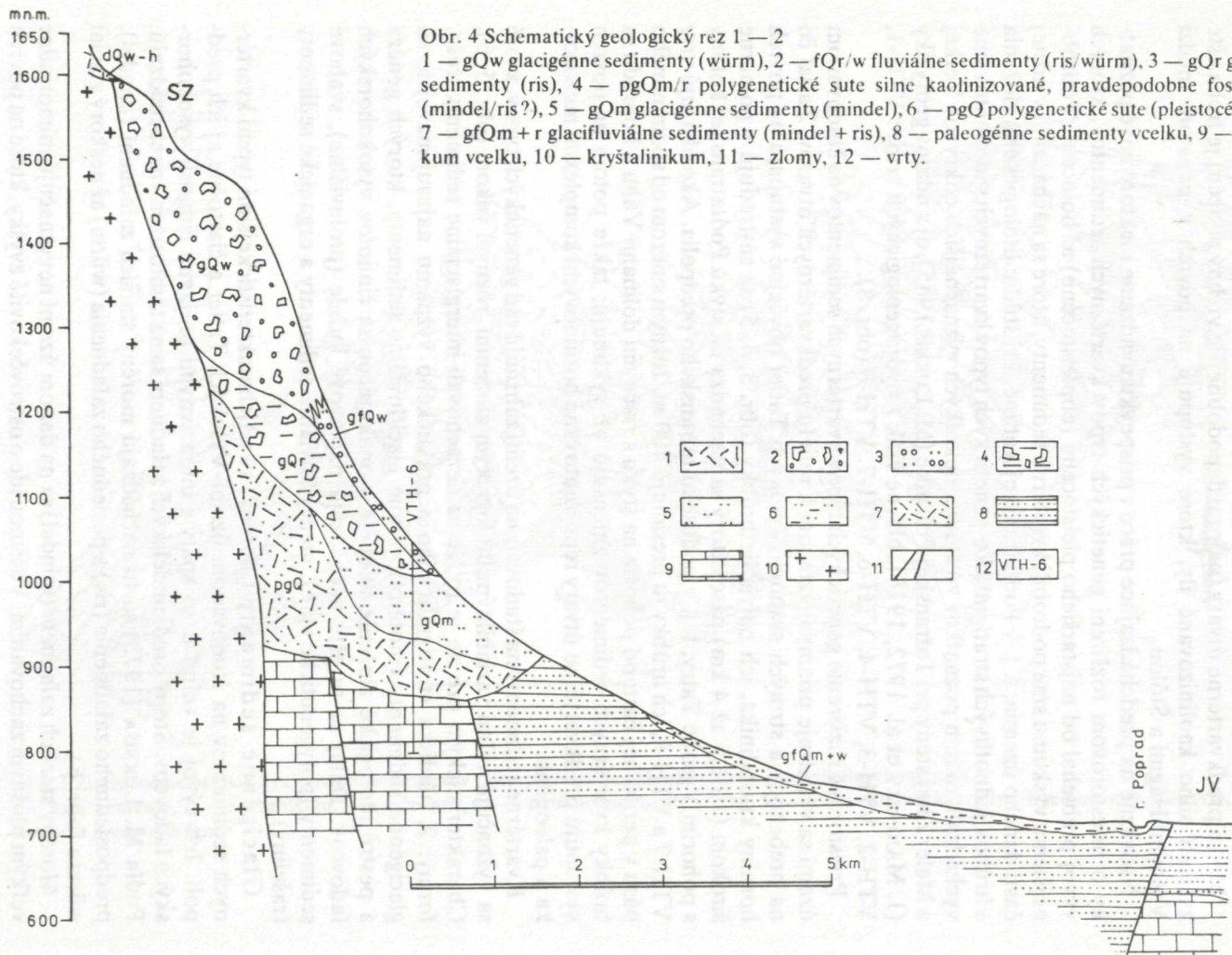
Nadväzne na predchádzajúce práce v príspevku uvádzame niektoré nové poznatky o priestorovom rozšírení genetických typov kvartérnych sedimentov, ktorých vývoj prebiehal od najstaršieho pleistocénu (eopleistocénu) až holocénu. Podrobnejšiemu výskumu sme podrobili kvartérne sedimenty, ktoré sa nachádzajú v južnej časti daného územia, t. j. v Podtatranskej kotline. Pri štúdiu litologického zloženia a hrúbok jednotlivých stratigraficko-genetických typov kvartérnych sedimentov sme vychádzali, okrem poznatkov zo štúdia niekoľkých význačnejších odkryvov Veľkej a Malej Žltej steny pri Tatranskej Polianke (M. LUKNIŠ 1965), aj z údajov geofyziky (J. MAJOVSKÝ et al. 1972, 1976), hlavne však z hydrogeologických vrto: VTH-1, VTH-2, VTH-3, VTH-4, VTH-6, VTH-7, VTH-8 (obr. 8).

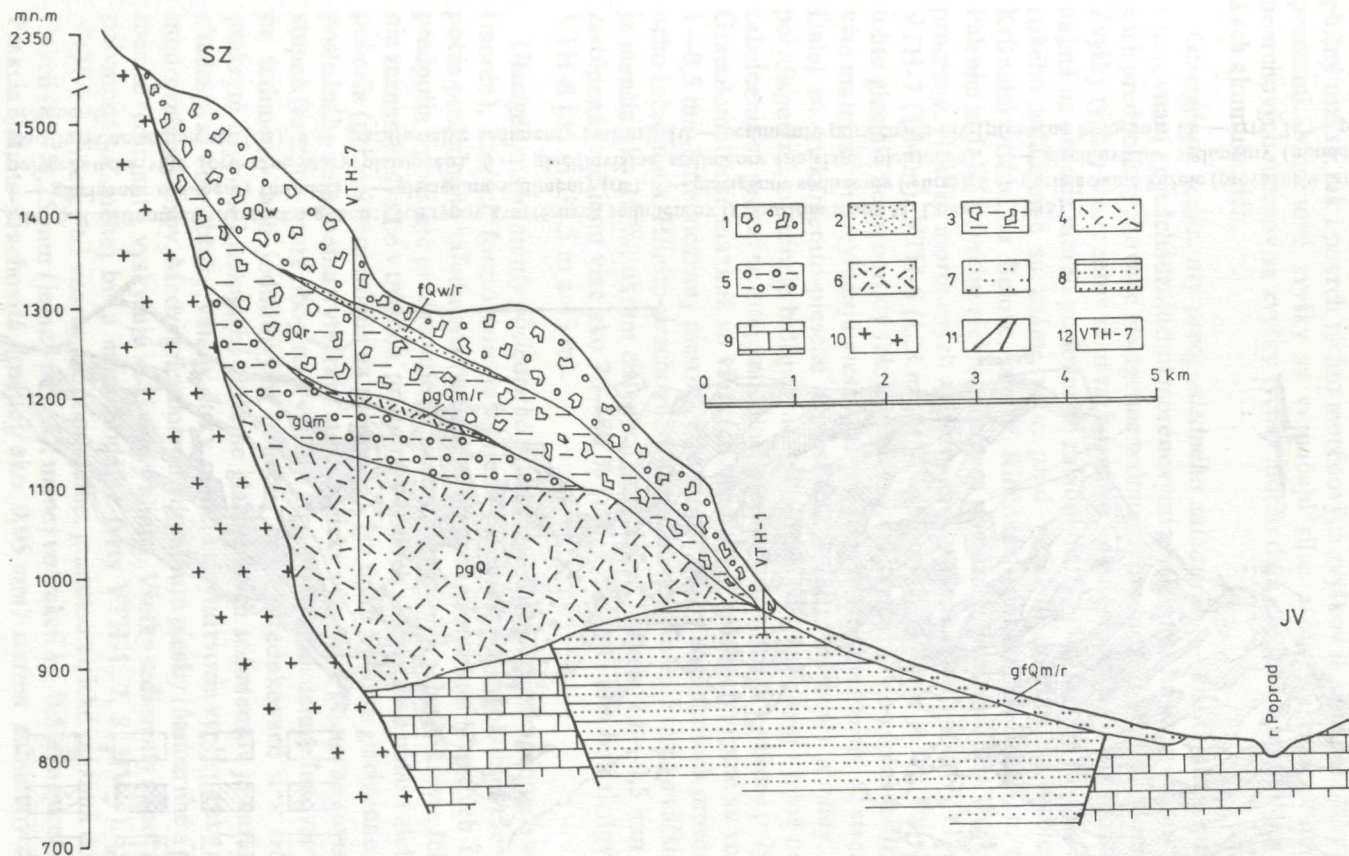
Priestorové rozšírenie genetických typov kvartérnych sedimentov na študovanom území sa vyjadruje priamym vzťahom k reliéfu predkvartérnych útvarov. Zatiaľ čo na hrebeňoch a strmých svahoch Vysokých Tatier obyčajne vystupujú na povrch horniny kryštalinika, ich najväčšie hrúbky (obr. 3, 4, 5) sa sústreďujú v pomerne širokom (asi 1,5 až 4 km) páse, ktorý sa nachádza na styku Podtatranskej kotliny s pohorím Vysoké Tatry, t. j. v podúseku tatranského predpolia. Ako ukazujú vrty VTH-7 a VTH-8, ich hrúbky tu presahujú 400 m. Južným smerom od spomínaného pásu v periférnej časti od pohoria na styku s riečnymi dolinami Váhu a Popradu sa hrúbky kvartérnych sedimentov zmenšujú až vyklíňujú, takže potom na povrch vystupujú predkvartérne útvary reprezentované horninovými komplexmi mezozoika a paleogénu.

Kvartérne sedimenty na študovanom území zahrňujú rad genetických typov, ktoré sa vyznačujú veľmi variabilným litologickým zložením, rôznym vekom (obr. 5, 6). Charakteristickým pre ne je to, že sa nezachovali interglaciálne sedimenty, resp. formy. Z hľadiska stratigrafického a praktického významu najzaujímavejšie sú glaciénne sedimenty (morény), potom glaci-fluviálne sedimenty, ktorých genéza a pestré litologické zloženie je späté s opakujúcou sa činnosťou vysokohorských ľadovcov. Ďalej sa tu ešte nachádzajú náplavové kužele (proluviálne), svahové sedimenty (polygenetické sute), menej fluviálne sedimenty a organické sedimenty (rašeliny).

Glaciénne sedimenty (morény) sú najcharakteristickejšími typmi kvartérnych sedimentov na študovanom území Vysokých Tatier a čiastočne aj ich predpolí. Ich vývoj je veľmi úzko spätý s intenzívnymi prejavmi činnosti vysokohorských ľadovcov. Stopy predmindelských zaľadnení sa na tomto území nenachádzajú. Podľa M. LUKNIŠA (1973) sa tu nachádzajú morény starších zaľadnení (mindel), predposledného zaľadnenia (ris) a posledného zaľadnenia (würm) až neskorý glaciál würmu (obr. 6).

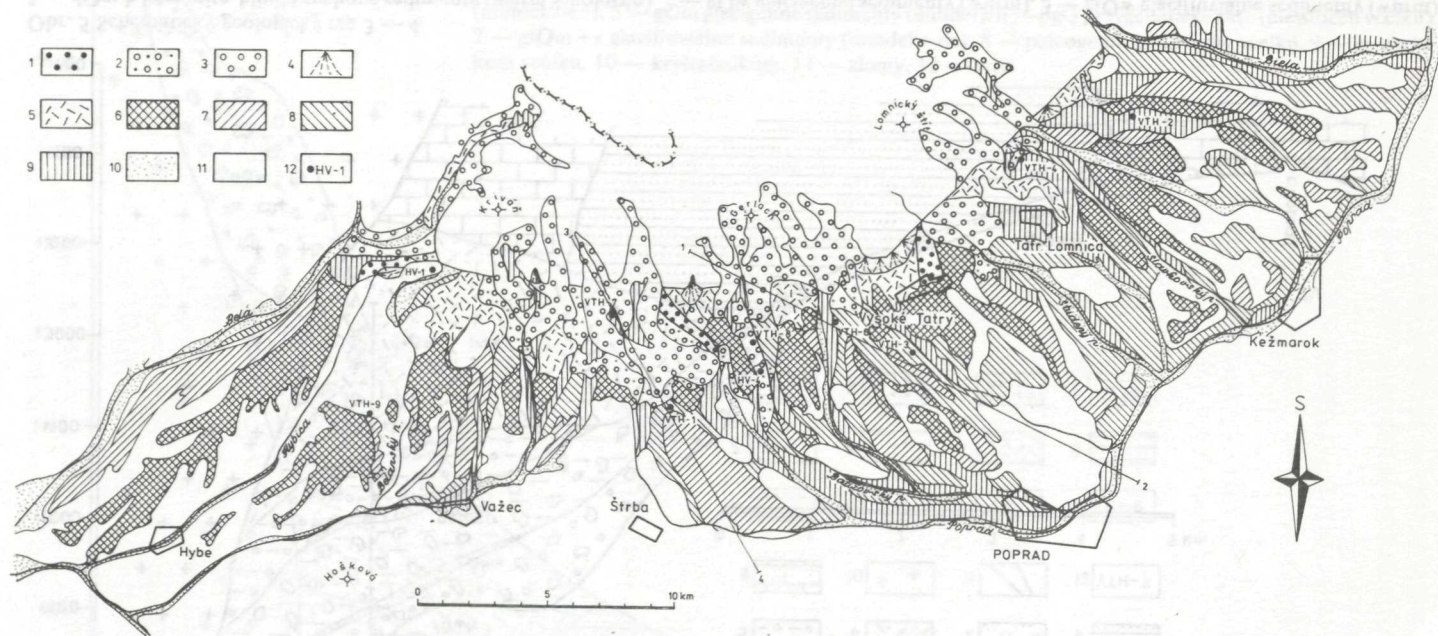
Morény starších zaľadnení (mindel) sa na danom území nevyznačujú mimoriadne veľkým plošným zachovaním. Väčšinou ide o ostrovcokovité zvyšky, ktoré na povrch





Obr. 5 Schematický geologický rez 3 — 4

1 — dQw-h kamenito-hlinité svahové sedimenty (würm + holocén), 2 — gQw glacigénne sedimenty (würm), 3 — gfQw glacifluviálne sedimenty (würm), 4 — gQr glacigénne sedimenty (ris), 5 — gQm glacigénne sedimenty (mindel), 6 — gfQm + w glacifluviálne sedimenty (mindel + würm), 7 — pgQ polygenetické suite (starý pleistocén vcelku), 8 — paleogénne sedimenty vcelku, 9 — mezozoikum vcelku, 10 — kryštalinikum, 11 — zlomy, 12 — vrty.



Obr. 6 Rozšírenie stratigraficko-genetických typov kvartérnych sedimentov (s použitím mapy M. LUKNIŠA 1968).

1 — glaciénne sedimenty (mindel), 2 — glaciénne sedimenty (ris), 3 — glaciénne sedimenty (würm), 4 — periglaciálne kužele (prevažne würm), 5 — polygenetické suty (prevažne starý pleistocén), 6 — glaciáluviálne sedimenty (najstarší pleistocén), 7 — glaciáluviálne sedimenty (mindel), 8 — glaciáluviálne sedimenty (ris), 9 — glaciáluviálne sedimenty (würm), 10 — sedimenty poriečnych nív (prevažne holocén), 11 — vrty, 12 — podložie nečlenené

vystupujú na Kyselskom vrchu nad Horným Smokovcom, pred Studenou dolinou, na Belove prislúchajú zaľadneniu Mengusovskej doliny a na Veľkej Pálenici. Ako plošný rozsah, tak i povrch týchto morénových zvyškov je silne porušený eróznymi procesmi. Morénové zvyšky sa vyznačujú silne zvetralým materiálom. Okrem povrchových nálezov sa zvyšky týchto morén dajú predpokladať aj v polygenetických akumuláciách.

*Glacigénne sedimenty predposledného zaľadnenia* — ris. O niečo viac a lepšie v porovnaní s predchádzajúcimi morénovými zvyškami sú na území Vysokých Tatier a ich predpolia zachované glacigénne sedimenty predposledného zaľadnenia — risu. Zvyšky týchto sedimentov sa tu zachovali vo forme čelných a bočných morén i eratik najmä na obvode morén posledného zaľadnenia. Zvyšky morén vo forme ostrovov riského zaľadnenia sú známe napr. pred Veľickou dolinou na chrbte Veľkého Krížneho vrchu, na Belove, pozdĺž Rinčového potoka, na Striedku, na Veľkej Pálenici atď. Na povrchu týchto morén sa pomerne výrazne odráža vplyv erózných procesov. Hrúbka morénových zvyškov nie je rovnaká podľa vrstiev VTH-6 (22 m), VTH-7 (104 m), VTH-8 (123 m), HV-4 (66 m). Zrnitosť je morénový materiál tohto glaciálu nerovnorodý (bloky, balvany, piesky atď.). Vo výplni medzi morénovým materiálom prevládajú piesky, najmä rôznozrnné, tiež hrubé až strednozrnné. Ďalej sú to kamenito-piesčité a piesčito-kamenité materiály a hliny. Výplň je polydisperzná, ojedinele bidisperzná. Na rozdiel od morénovej výplne posledného zaľadnenia sú prevažne monomodálne, ojedinele bimodálne a vzácné polymodálne. Granulometrické maximá vo všetkých skúmaných vzorkách výplne sú vo frakciách 1—0,5 mm (strednozrnný piesok), čiže hrubšej než v sedimentoch morény posledného zaľadnenia. Hlinito-prachovitá frakcia (menej ako 0,05 mm) u väčšiny vzoriek je menšia ako 10 %, okrem zistených polôh hĺn. Frakcia 2,0—0,5 mm je vysoko zastúpená, väčšinou viac ako 70—80 % (tab. 1). Polohy hĺn boli sledované z vrty VTH-8 (31 m, 36,5 m a 43 m).

*Glacigénne sedimenty posledného zaľadnenia.* Komplex glacigénnych sedimentov (morén), ktorých formovanie je spojené s pôsobením vysokohorských ľadovcov počas posledného zaľadnenia (würm) na študovanom území Vysokých Tatier a ich predpolia v podstate predstavuje podstatnú časť kvartérneho pokryvu. Ich zachovanie zaznamenávame v trógoch, prípadne v kotloch v samotnom pohorí alebo na úpätí pohoria (pri vyústení trógov na predpolie). Na úpätí pohoria glacigénne sedimenty posledného zaľadnenia vytvárajú morfológicky výrazný a pomerne súvislý terénny stupeň (rampu), ktorý obopína Vysoké Tatry. Po úplnom ústupe ľadovcov glacigénne sedimenty boli jednotlivými potokmi značne redukované a v trógoch boli prekryté úsypmi. Litologické zloženie glacigénnych sedimentov je variabilné. Nachádzajú sa v nich bloky, valúny, štrky, medzi ktorými tvoria výplň piesky alebo hliny modrozelenej farby. Medzi granulotypmi dominujú piesky rôznozrnné a piesčito-kamenité sedimenty, vyskytujú sa aj vrstvy hlinité. Všetky sedimenty sú polydisperzné, polymodálne, menej bi- a monomodálne (vrty VTH-1, 7, 8, HV-4). Len vo vrte VTH-1 sú všetky tri vzorky monomodálne, granulometrické maximá dominujú vo frakcii 0,5—0,25 mm (jemný piesok), menej vo frakcii 1—0,5 mm (stredný piesok). Frakcia hlinito-prachovitá (menej ako 0,05 mm) okrem zahlinených polôh je

## Granulometrické zloženie genetických typov kvartérnych sedimentov (zostavila E. Vaškovská 1979)

Por. číslo	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Gen. typ	Str. index	Typ sedimentu	obsah			
							> 30	30-15	15-7	7-4
1.	VTH-1	14,5 - 15,5	416	G	W	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
2.	VTH-1	16,5 - 17,5	417	G	W	piesok veľmi jemný až jemnozrný	—	—	—	—
3.	VTH-1	19,5 - 21,0	418	G	W	piesok rôznozrný	—	—	—	—
1.	VTH-2	0,4 - 1,0	201	Gf	W	hĺna kamenito-piesčitá	—	—	0,8	3,2
2.	VTH-2	1,6 - 1,8	202	Gf	W	pieskoštrk hlinitý	—	6,1	15,1	11,1
3.	VTH-2	1,8 - 3,5	203	Gf	W	štrk piesčitý	31,2	10,0	15,3	11,1
4.	VTH-2	5,0 - 6,0	204	Gf	W	štrkopiesok rôznozrný hlinitý	1,6	7,5	4,5	4,1
5.	VTH-2	6,0 - 7,0	205	Gf	W	štrk piesčitý	31,8	13,3	11,2	8,8
1.	VTH-3	4,0 - 5,0	206	Gf	W	pieskoštrk	—	20,8	11,58	8,9
2.	VTH-3	8,0 - 9,0	207	Gf	W	pieskoštrk	—	20,3	11,5	6,3
3.	VTH-3	14,0 - 15,0	208	Gf	W	štrkopiesok	—	12,0	7,9	8,5
1.	VTH-7	14,0	460	G	W	hĺna kamenito-piesčitá	—	—	—	—
2.	VTH-7	18,0	461	G	W	hĺna kamenito-piesčitá	—	—	—	0,75
3.	VTH-7	21,0	462	G	W	piesok jemný až veľmi jemnozr. s ojed. úlomkami	—	—	—	—
4.	VTH-7	34,0	463	G	W	štrkopiesok rôznozrný	—	9,3	2,02	2,86
5.	VTH-7	36,0	464	G	W	štrkopiesok rôznozrný hlinitý	—	—	—	5,84
6.	VTH-7	51,0	465	G	W	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
7.	VTH-7	63,5	466	G	W	piesok rôznozrný	—	5,88	0,80	0,95
8.	VTH-7	69,4	475	F	RIW	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
9.	VTH-7	73,0	467	G	R	štrkopiesok rôznozrný	—	3,36	3,6	1,84
10.	VTH-7	79,8	468	G	R	piesok rôznozrný	—	—	—	—
11.	VTH-7	89,5	469	G	R	piesok rôznozrný s prímiesou úlomkov	—	—	—	0,5
12.	VTH-7	94,0	470	G	R	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
13.	VTH-7	98,5	471	G	R	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	2,1
14.	VTH-7	134,5	472	G	R	štrkopiesok rôznozrný	—	—	—	0,22
15.	VTH-7	140,5	473	G	R	piesok rôznozrný	—	—	—	—
16.	VTH-7	141,4	45	G	R	s ojed. úlomkami	—	—	—	—
17.	VTH-7	159,5	474	G	R	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
18.	VTH-7	183,0	47	Pg	Sp	piesok hrubo až strednozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	0,2
19.	VTH-7	211,8	48	Pg	Sp	piesok jemno až strednozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
20.	VTH-7	212,0	476	Pg	Sp	piesok rôznozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
21.	VTH-7	279,5	477	Pg	SP	štrkopiesok rôznozrný	—	—	—	3,25
22.	VTH-7	312,5	478	Pg	So	piesok jemno až strednozrný s ojed. úlomkami	—	—	—	—

Tabuľka 1

frakcii v % a mm										CaCO <sub>3</sub> v %	Humus v %	pH v H <sub>2</sub> O – v KCl
4–2	2–1	1–0,5	0,5– –0,25	0,25– –0,1	0,1– –0,05	<0,05	>2	2– –0,05	0,05– –0,002			
4,0	2,9	9,7	25,6	39,2	13,9	4,7	4,0	91,3	4,7			
0,7	1,2	6,5	51,1	33,4	3,8	3,3	0,7	96,0	3,3			
0,7	1,1	17,0	43,0	25,0	7,8	5,4	0,7	93,9	5,4			
10,6	5,5	6,8	8,7	12,4	8,2	43,8	14,6	41,6	43,8			
17,5	11,3	11,5	7,2	5,2	3,0	12,0	49,8	38,2	12,0			
4,7	6,8	6,1	3,7	1,7	0,5	8,9	72,3	18,8	8,9			
9,6	8,3	11,6	13,1	10,1	3,3	26,3	27,3	46,4	26,3			
12,4	7,0	6,9	4,1	1,9	0,6	2,0	77,5	20,5	2,0			
18,4	12,0	8,5	3,7	2,1	14,02	—	59,68	40,32	—			
11,9	10,2	14,0	11,0	6,5	8,3	—	50,00	50,00	—			
21,1	16,0	15,0	8,4	4,0	7,1	—	49,50	50,50	—			
9,4	7,6	13,64	19,10	19,00	6,68	24,58	9,4	66,02	18,57	1,27	0,3	7,85 – 6,7
9,55	9,55	17,85	17,85	10,2	2,35	31,9	10,3	57,8	28,15	1,27	0,16	8,1 – 7,0
2,25	0,43	2,8	22,78	51,6	15,75	4,39	2,25	93,36	4,39	1,37	0,16	7,65 – 7,1
10,48	11,74	30,72	22,70	7,22	0,92	2,04	24,66	73,30	2,04	1,37	0,16	7,3 – 7,0
13,92	14,14	17,90	19,80	11,94	2,92	13,54	19,76	66,70	13,54	1,22	0,1	5,2 – 6,3
2,0	12,25	32,5	24,5	22,5	4,5	1,75	2,0	96,25	1,75	1,17	0,1	7,1 – 6,75
0,8	8,25	40,0	25,6	10,0	1,9	5,82	8,43	85,75	5,82	1,26	0,1	6,9 – 6,55
1,3	1,4	30,0	36,85	19,4	8,4	2,65	1,3	96,05	2,65	1,12	0,07	7,45 – 6,8
19,62	33,34	30,44	4,98	1,06	0,6	1,16	28,42	70,42	1,16	1,38	0,36	7,2 – 6,8
0,85	7,1	40,6	28,75	16,75	3,75	2,2	0,85	96,95	2,2	1,36	0,06	7,1 – 6,75
12,35	16,1	24,35	14,5	18,05	10,75	3,4	12,85	83,75	3,4	1,76	0,51	6,6 – 5,6
6,85	8,05	16,4	33,85	23,65	7,2	4,0	6,85	89,15	4,0	1,96	0,06	6,9 – 5,8
2,5	14,25	37,6	25,45	10,65	4,75	2,7	4,6	92,7	2,7	1,76	0,16	7,2 – 6,5
30,1	21,04	27,24	11,9	6,42	1,94	1,14	30,32	68,54	1,14	1,32	0,16	7,5 – 6,9
7,85	32,2	39,5	14,85	4,25	0,55	0,80	7,85	91,35	0,80	1,37	0,16	7,8 – 6,9
2,4	32,3	40,4	16,7	6,3	0,8	1,1	2,4	96,5	1,1			
6,4	24,0	41,4	19,2	6,5	1,8	0,7	6,4	92,9	0,7	1,41	0,07	7,3 – 7,4
3,0	23,0	50,1	17,3	5,1	0,4	0,9	3,2	95,9	0,9			
1,6	13,2	50,4	24,7	7,6	0,8	1,7	1,6	96,7	1,7			
1,75	7,2	36,3	24,5	13,0	8,6	8,65	1,75	89,6	8,65	1,35	0,10	7,4 – 7,3
16,5	19,25	29,7	17,55	8,4	1,85	3,5	19,75	76,75	3,5	1,31	0,10	7,8 – 7,3
2,15	13,85	50,8	26,7	3,35	0,85	2,3	2,15	95,55	2,3	1,17	0,23	7,4 – 7,2

Por. číslo	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Gen. typ	Str. index	Typ sedimentu	obsah			
							>30	30-15	15-7	7-4
23.	VTH-7	343,5	479	P	Sp	piesok rôznozr. s prím. úlom.	—	—	—	1,0
24.	VTH-7	377,5	480	P	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
25.	VTH-7	422,5	481	P	Sp	štrkopiesok rôznozrnný	—	—	—	4,25
26.	VTH-7	436,0	482	P	Sp	piesok rôznozrnný	—	—	—	—
27.	VTH-7	441,0	483	P	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
1.	VTH-8	27,0	S-453	G	W	piesok rôznozrnný s prím. úlomkov	—	—	—	0,32
2.	VTH-8	31,0	S-449	G	R	hlina pies. s ojed. úlomkami	—	—	—	—
3.	VTH-8	36,5	S-459	G	R	hlina s ojed. úlomkami	—	—	—	—
4.	VTH-8	43,0	S-447	G	R	hlina piesč. silno kamen.	—	—	—	1,63
5.	VTH-8	49,5	S-452	G	R	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami, hlinitý	—	—	—	—
6.	VTH-8	91,0	S-451	G	R	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	0,36
7.	VTH-8	105,0	S-450	G	R	štrkopiesok rôznozrnný	—	—	—	0,31
8.	VTH-8	136,0	S-448	G	R	piesok rôznozrnný	—	—	—	—
9.	VTH-8	157,0	378	Gf	M	piesok rôznozrnný s prím. úlomkov	—	—	—	1,96
10.	VTH-8	162,0	379	Gf	M	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	1,3
11.	VTH-8	181,0	380	Gf	M	piesok jemno až stredozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	0,2
12.	VTH-8	198,0	381	Gf	M	piesok stredno až jemnozrnný	—	—	—	—
13.	VTH-8	206,0	382	Gf	M	piesok veľmi jemno až jemnozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	—
14.	VTH-8	220,0	383	Gf	M	piesok jemno až stredozrnný	—	—	—	—
15.	VTH-8	239,0	384	Gf	M	piesok hrubo až stredozrnný s prím. úlomkov	—	—	—	1,23
16.	VTH-8	262,0	385	Pg	Sp	hlina piesč. silne kamenitá	17,96	2,47	3,07	4,35
17.	VTH-8	274,0	386	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s prím. úlomkov	—	—	—	0,46
18.	VTH-8	305,0	388	Pg	Sp	piesok hrubo až stredozrnný s prím. úlomkov	—	—	—	2,0
19.	VTH-8	362,0	391	Pg	Sp	štrkopiesok rôznozrnný	—	—	—	2,23
20.	VTH-8	382,0	392	Pg	Sp	piesok jemno až stredozrnný	—	—	—	—
21.	VTH-8	408,0	393	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	—	—	—	0,46
1.	VTH-6	9,5	855	Gf	W	hlina kamenito-silne piesč. itá	—	—	2,2	2,2
2.	VTH-6	11,3	856	F	RIW	štrkopiesok hlinitý rôznozr.	9,1	7,7	8,9	10,8
3.	VTH-6	25,0	857	G	R	štrkopiesok rôznozrnný	28,8	2,2	2,3	2,7
4.	VTH-6	38,0	858	Gf	M	pieskoštrk	—	—	7,0	17,5



frakcií v % a mm										CaCO <sub>3</sub> v %	Humus v %	pH v H <sub>2</sub> O – v KCl
4–2	2–1	1–0,5	0,5– –0,25	0,25– –0,1	0,1– –0,05	<0,05	>2	2– –0,05	0,05– –0,002			
9,9	18,6	29,85	23,35	11,0	2,5	3,8	10,9	85,3	3,8	1,22	0,10	7,8 – 7,3
2,25	11,25	26,9	35,45	12,95	6,45	4,75	2,25	93,0	4,75	1,36	0,18	7,0 – 7,5
17,95	14,7	20,45	13,1	19,25	5,5	4,8	22,2	73,0	4,8	1,22	0,10	7,4 – 7,5
0,8	3,05	24,5	35,95	23,6	5,55	6,55	0,8	92,65	6,55	1,32	0,06	7,5 – 7,4
5,0	16,35	22,65	17,15	30,0	6,0	2,85	5,0	92,15	2,85	1,52	0,07	7,0 – 6,7
15,7	28,53	33,97	14,42	3,85	3,21	—	16,02	83,98	—			
4,86	10,0	17,14	10,5	15,0	10,0	32,5	4,86	62,64	25,0			
4,0	5,24	4,5	8,0	17,0	8,5	52,76	4,0	43,24	41,76			
33,8	27,57	17,0	5,0	4,0	5,0	6,0	35,43	58,57	5,0			
1,0	5,3	12,2	20,0	24,0	21,5	16,0	1,0	83,0	14,5			
7,78	17,58	36,96	23,68	10,65	2,99	—	8,14	91,86	—			
22,7	30,67	27,91	12,58	3,07	2,76	—	23,01	76,99	—			
0,18	7,85	51,97	15,0	12,0	5,0	8,0	0,18	91,82	5,5			
11,1	26,8	34,9	14,9	5,83	2,23	2,28	13,06	84,66	2,28			
5,1	17,66	33,76	19,83	13,46	4,43	4,46	6,40	89,14	4,46			
2,43	8,2	51,6	29,4	6,53	0,8	0,84	2,63	96,53	0,84			
0,76	5,66	38,33	46,0	7,66	0,6	0,99	0,76	98,25	0,99			
1,5	5,2	19,16	43,5	27,7	0,17	2,77	1,5	95,73	2,77			
0,66	8,33	43,0	29,23	13,7	3,03	2,05	0,66	97,29	2,05			
11,2	26,23	45,3	11,4	3,0	0,9	0,74	12,43	86,83	0,74			
10,0	8,06	11,39	8,47	10,29	3,96	19,98	37,85	42,17	19,98			
11,33	16,8	30,5	27,96	8,9	1,9	2,15	11,79	86,06	2,15			
9,57	28,82	40,75	12,9	3,35	0,72	1,89	11,57	86,54	1,89			
19,0	26,73	26,1	11,03	7,13	1,83	5,95	21,23	72,82	5,95			
0,46	5,4	53,1	32,3	3,26	1,53	3,92	0,46	95,62	3,92			
9,4	19,16	45,1	22,9	1,4	0,3	1,28	9,86	88,86	1,28			
6,5	8,7	18,0	22,3	15,6	7,5	17,0	10,9	72,1	17,0			
12,2	5,6	6,9	7,8	10,2	6,0	14,8	48,7	36,5	14,8			
6,1	5,9	13,2	20,8	14,3	1,4	2,3	42,1	55,6	2,3			
28,7	17,3	15,2	10,0	2,7	0,3	1,3	53,2	45,5	1,3			

Por. číslo	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Gen. typ	Str. index	Typ sedimentu	obsah			
							>30	30-15	15-7	7-4
5.	VTH-6	66,3	859	Gf	M	piesok veľmi jemný až jemnozrnný, hlinitý, s úl.	—	—	—	—
6.	VTH-6	108,0	860	Gf	M	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami, hlinitý	—	—	—	—
7.	VTH-6	109,0	S-438	Gf	M	piesok rôznozr., hlinitý	—	—	—	—
8.	VTH-6	113,5	S-437	Gf	M	piesok rôznozr., hlinitý, s úl.	—	—	—	—
9.	VTH-6	117,0	S-436	Pg	Sp	íl prach. s ojed. úlom.	—	—	—	—
10.	VTH-6	123,0	S-434	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami, hlinitý	—	—	—	—
11.	VTH-6	124,0	S-435	Pg	Sp	hlina íl. s ojed. úlomkami	—	—	—	—
12.	VTH-6	133,0	S-432	Pg	Sp	piesok rôznozr. hlinitý, s úl.	—	—	—	—
13.	VTH-6	142,0	S-433	Pg	Sp	hlina kamenitá, silne piesčitá	—	—	—	—

zastúpená väčšinou menej ako 10 %. Najviac je v sedimentoch výplne zastúpená frakcia 2—0,05 mm, viac ako 50—70 % (tab. 1). Polohy hĺn boli zistené vo vrtoch VTH-1 (14 a 18 m), HV-4 (3,5 m), (obr. 2).

Povrch materiálu je hladký a dobre zachovaný. Petrograficky pozostáva z granodioritov. Glacigénne sedimenty tvoria koncové alebo bočné morény. M. LUKNIS (1973) vo Vysokých Tatrách v rámci glacigénnych sedimentov posledného zaľadnenia odlíšil jednu štádiálnu osciláciu zo začiatku zaľadnenia, tri štádiálne oscilácie z doby vrcholenia posledného zaľadnenia a jednu slabšiu osciláciu štádiálneho charakteru z konca posledného zaľadnenia; spolu päť štádiálnych oscilácií ladovcov s piatimi morénovými akumuláciami. Označil ich podľa poradia písmenami veľkej abecedy ako štádiálne oscilácie A, B, C, D, E. Vyčlenené oscilácie reprezentujú vo Vysokých Tatrách obdobie würmu a neskorého glaciálu.

Staropleistocénne kužeľové akumulácie sa nachádzajú na predpolí Vysokých Tatier, najmä jeho juhozápadnej časti. Tieto akumulácie v čase svojho vzniku mali nepomerne väčšie rozšírenie, nehľadiac na to, že sú značne denudované. V porovnaní aj s neskoršie vznikajúcimi glacifluviálnymi kužeľmi sa vyznačujú veľkým plošným rozšírením. Staropleistocénne akumulácie sú uložené na chrbtoch medziriečisk tokov, vyskytujú sa i v dnách dolín. Hrúbky týchto akumulácií všeobecne smerom k úpätiu Vysokých Tatier sa postupne zväčšujú, dosahujú približne 40—100 m. Ich pôvodné hrúbky boli oveľa väčšie. Prevládajúcimi faktormi ich vývoja boli koncentrované dočasné toky vynášajúce veľké množstvo hrubého materiálu, ktorý akumulovali v rôznych smeroch. Väčšie a mocnejšie kužeľe sa spájali a vytvárali predhorské závoje, ktoré obopínajú úpätie Vysokých Tatier. Kužeľe pozostávajú prevažne z granodioritovej zložky, menej obsahujú kremence. Granodioritová zložka štrkov je zvetralá tak, že sa dobýva ako piesok v mnohých pieskovniach. Balvany v akumulácii sa na povrchu šúpu, ale ich jadrá nie sú zdravé. Kremencový štrk je pevný, ale na čerstvom lome vidieť navetrané prstence. Materiál

frakcií v % a mm										CaCO <sub>3</sub> v %	Humus v %	pH v H <sub>2</sub> O - v KCl
4-2	2-1	1-0,5	0,5- -0,25	0,25- -0,1	0,1- -0,05	<0,05	>2	2- -0,05	0,05- -0,002			
1,0	3,1	13,7	43,0	26,7	2,4	10,1	1,0	88,9	10,1			
1,7	6,0	14,7	27,0	28,5	3,6	18,5	1,7	79,8	18,5			
0,86	2,87	52,27	16,5	10,0	6,0	11,5	0,86	87,64	10,5			
2,0	16,4	38,1	11,0	10,5	8,0	14,0	2,0	84,0	12,0			
2,2	3,6	4,0	3,5	7,5	3,5	75,7	2,2	22,1	27,5			
2,15	14,6	40,25	11,0	10,0	5,5	16,5	2,15	81,35	13,5			
1,0	2,2	5,8	9,0	4,5	3,5	74,0	1,0	25,0	36,5			
5,0	7,85	28,5	26,65	10,0	8,0	14,0	5,0	81,0	11,0			
10,2	33,0	35,8	5,0	1,5	0,5	14,0	10,2	75,8	12,5			

kuželov je prekrytý mladšími pokryvmi. Ako ukázali odobrané vzorky z povrchových odkryvov (Východná — pri hradskej, Nová Lesná atď.) kuželový materiál je tvorený piesčito-kamenito-hlinitými sedimentmi s vysokým zastúpením frakcie nad 2 mm (viac ako 40 %) a piesku (menej ako 50 %) s obsahom hlinito-prachovitých častíc (menej 0,005 mm) 10—20 % (tab. 1).

Glacifluviálne kužele mindelu, ako vidieť z Geomorfologickej mapy Vysokých Tatier a ich predpolia zostavenej M. LUKNIŠOM (1968), tvoria väčšinou pozdĺžne pásy a len v niekoľkých prípadoch ostrovy na predpolí Vysokých Tatier. Vo forme pásov sa ich výskyt sústreďuje obyčajne pozdĺž potokov, ako sú Belá, Čierny potok, Rakovecký potok, Batizovský potok, Nová voda, Čierna voda, Šarpanec, ďalej medzi Tatranskou Lesnou a Mlynicou, atď. Šírka pásov je rôzna, dosahuje až 20 km, podobne aj ich dĺžka je rôzna. Hrúbka pokryvov sa v smere od Vysokých Tatier zmenšuje. Podľa vrtovej je hrúbka nasledovná (VTH-3 = 31 m, VTH-6 = 82 m, VTH-8 = 106 m, HV-4 = 33 m). Akumulácia glacifluviálnych kuželov mindelu je petrograficky jednotná. Tvorená je štrkovým materiálom, ktorého valúny sa pomerne rýchlo pod údermi kladiva rozpadávajú, ďalej sú zastúpené piesky, hlíny a piesčito-kamenitý materiál. V zrnitostnom zložení prevládajú rôznozrnné piesky. Celkový obsah piesku (2—0,05 mm) je väčšinou nad 70 %. Vo vrte VTH-6 sú tieto sedimenty viac polydisperzné a sú bimodálne, ojedinele polymodálne. Granulomaximá sa vyskytujú v rôznych frakciách (1,0—0,05 mm, 0,5—0,25 mm a 0,25—0,1 mm). Vo vrte VTH-8 dominujú piesky, ktoré sú bidisperzné, monomodálne s granulomaximami väčšinou vo frakcii 1—0,5 mm, ojedinele vo frakcii 0,5—0,25 mm. Piesky sú menej zahlinené (tab. 1).

*Glacifluviálne sedimenty predposledného zaľadnenia* — risu, podobne ako predchádzajúce glacifluviálne sedimenty, sú zachované vo forme kuželov tvoriacich rôzne dlhé pásy takmer pozdĺž všetkých tokov. Obyčajne sa tieto kužele vkladajú medzi

staršie. Šírka kuželov v porovnaní so staršími je užšia, dosahuje maximálne 800 m. Petrograficky majú jednotný materiál, majú zvetralý a dosť drsný povrch, na čerstvom lome majú navetrané prstence.

*Glacifluviálne sedimenty posledného zaľadnenia (würmu, až neskorého glaciálu würmu).* Tvoria na predpolí Vysokých Tatier tvary obrátených lievikov, ktoré v pozdĺžnych smeroch tokov sa postupne zužujú. Kužele sú vtesnané medzi staršie kuželové akumulácie, svojou širšou základňou sa pripínajú ku koncovým morénom, resp. nadväzujú na ne. Glacifluviálny materiál je tvorený valúnovoštrkovým materiálom a piesčitou alebo piesčitoštrkovou výplňou. Charakteristickou črtou akumulácie týchto kuželov je ich diferenciácia materiálu v pozdĺžnom smere, reprezentovaná postupným znižovaním veľkosti štrkového materiálu. Hrúbka glacifluviálnych sedimentov posledného zaľadnenia je rôzna. Vrt VTH-1 (26,5 m), VTH-2 (7 m), VTH-4 (18 m), VTH-6 (10 m), VTH-7 (67 m), VTH-8 (28 m), HV-4 (13 m). Podľa zrnitostných rozborov materiál glacifluviálnych kuželov posledného zaľadnenia je kamenitý, piesčito-kamenitý, kamenito-piesčitý, potom sú piesky a hliny. Prevažuje všeobecne piesčito-kamenitý až kamenitý materiál. Sedimenty sú výlučne polydisperzné a polymodálne a často zahlinené, obsahujú hlinito-prachovitú frakciu (menej 0,05 mm) viac ako 10 %, granulomaximá sa vyskytujú vo všetkých piesčitých frakciách (tab. 1).

Fluviálne sedimenty riečnych terasových stupňov a poriečnych nív. Medzi riečnymi akumuláciami terasových stupňov sa rozlišujú predovšetkým terasy patriace rieke Poprad. Vyššie terasové stupne tohto toku sú zachované fragmentárne vo výškach 95—96 m (1. vysoká terasa), 68—79 m (2. vysoká terasa) a 20—23 m (3. vysoká terasa).

*Stredné terasové stupne Popradu.* Ide v podstate o dva stupne: 1. stredná terasa s výškou fluviálnej akumulácie 20—23 m a 2. stredná terasa s výškou bázy 8—12,5 m nad úrovňou rieky. Tieto terasové stupne sa pomerne výrazne zachovali po ľavej strane rieky Poprad od Spišskej Soboty na Veľkú Lomnicu, Kežmarok, Spišskú Belú atď. Hrúbka fluviálnej akumulácie uvedených stupňov je okolo 3 m. Materiál akumulácie je zastúpený štrkami, ktoré sú pomerne dobre opracované, slabšie zvetrané. Vekove sú tieto stupne začlenené do risu.

*Poriečne nivy Bieleho Váhu, Popradu a ostatných prítokov v predpolí Vysokých Tatier.* V dolinách Popradu a Bieleho Váhu tvoria dnovú výplň, pričom v bočných prítokoch uzko nadväzujú na glacifluviálne akumulácie posledného zaľadnenia. Hrúbka akumulácie poriečnej nivy Popradu dosahuje 3—5 m. Budované sú tiež štrkovým materiálom, pomerne čerstvým a dobre opracovaným.

Do poriečnych nív Popradu a Bieleho Váhu, ako aj do glacifluviálnych sedimentov posledného zaľadnenia sú hlboko vrezané holocénne poriečne nivy. Napr. pri Poprade je holocénny vrez 2 až 1 m. U prítokov je podstatne väčší. Obyčajne sú tvorené hrubým, zaokrúhleným, dobre opracovaným štrkom a veľmi nízkym obsahom piesku.

Okrem opísaných fluviálnych sedimentov Popradu vo vrtoch VTH-6 (10,7—12,0 m) a VTH-7 (67,5—72,0 m) sú i vrstvy pieskov, ktoré sme začlenili

medzi fluviálne sedimenty a predpokladáme, že ich tvorba prebehla počas posledného interglaciálu risu/würmu. Sedimenty podľa zrnitostných rozborov sú polydisperzné, polymodálne, s obsahom častíc menej ako 0,05 mm asi 15 %. Vo vrte VTH-7 ide o piesky rôznorodé, polydisperzné, monomodálne s granulometrickým maximum vo frakcii jemného piesku (0,5—0,25 mm) a s obsahom prachovito-hlinitých častíc asi 3 %.

Polygenetická akumulácia sa nachádza na úpätí Vysokých Tatier vo forme väčších a menších ostrovov medzi výbežkami mladých morénových bášť pod Veľkou Pálenicou, medzi Surovcom a Pavúčou dolinou smerom k Trom studničkám, severovýchodne od Hrádku, juhozápadne od Štrbského plesa, v okolí Veľkého Rinčového potoka, Veľkej a Malej Žltej steny, v širšom okolí Starého Smokovca, Tatranskej Lomnice, medzi Kežmarskými Žlabmi a Čiernou vodou. Podrobnejšie opísali a rozšírenie polygenetickej akumulácie už skôr urobili F. DÉNES (1902) a M. LUKNIŠ (1965, 1973). Litologické zloženie polygenetickej akumulácie je pestré. Makroskopicky je tvorená okrúhliakmi, balvanmi, pieskom, hlinou a rôznymi úlomkami granodioritov. Stavba akumulácie je zložitá. V niektorých miestach sústreďujú sa nahromadenia štrkov, balvanov, inde zasa pieskov, hlín alebo úlomkovitého materiálu. V celej hrúbke akumulácie možno pozorovať stopy po zvrstvení soliflukciou, splachom prenášania sutín z vyšších polôh do nižších. Aj povrch akumulácie sleduje celkový sklon smerom od severu na juh, resp. juhovýchod. Pri premiestňovaní sutinového materiálu dochádza k premiešaniu starších sutín s mladšími, menej zvetranými. Z povrchu akumulácie, ktorý je viac-menej vyrovnaný, vystupujú menšie plošiny, ktoré najčastejšie reprezentujú pozostatky starších glaciáluálnych kužeľov. V akumulácii sú často vedľa seba alebo aj na sebe naložené viaceré genetické typy sedimentov. Hrúbka akumulácií býva kolísavá, podľa údajov z vrto dosahuje (VTH-6, VTH-7, VTH-8) viac ako 200 m (obr. 2, 4, 5).

Polygenetická akumulácia na úpätí Vysokých Tatier vystupuje väčšinou v nerovnomerne rozšírených a pomerne plytkých odkryvoch. Najlepší profil týmito sedimentmi nám poskytujú odkryvy Veľká a Malá Žltá stena neďaleko Tatranskej Polianky. Odkryv Veľkej Žltej steny opísal podrobnejšie M. LUKNIŠ (1965, 1973). Výška odkryvu je približne 58 m a dĺžka 250 m, vo výške 1025—1042 m n. m. Podložie odkryvu tvoria horniny paleogénneho flyšu. V odkryve sa odlišujú tri komplexy.

Spodný komplex, hrubý asi 40 m, pozostáva z riečne opracovaného štrku a balvanov, ktoré silne zvetrali. Pravdepodobne ide o staropleistocénne glaciáluálne kužele.

Stredný komplex je hrubý asi 10 m. V základnej hmote tohto komplexu sa nachádzajú okrem pevného materiálu aj navetrané štrky a balvany. Zvetranejší materiál bol resedimentovaný z podložného materiálu. Vekove je tento komplex začleňovaný do stredného pleistocénu.

Vrchný komplex (hrúbka asi 10 m) sa vyznačuje postupným pribúdaním nezvetraného štrku a balvanov. Pevnejší štrk a balvany sú menej opracované. Tento komplex sa člení na tri súvrstvia: spodné solifluované súvrstvie, interglaciálne riečne sedimenty a pomerne hrubý materiál z posledného glaciálu, na ktorom je vyvinutá pôda.

Medzi granulotypmi dominujú rôznorodné piesky, ďalej sa nachádzajú zriedkavejšie hliny a íly (s obsahom frakcie menej ako 0,002 mm—44,2 %). Frakcia piesku (2,0—0,05 mm) v týchto sedimentoch je vysoko zastúpená (viac ako 70 %). Prevládajú sedimenty polydisperzné a bimodálne. Charakteristickým pre ne je výskyt granulomaxima, najmä vo frakcii 1,0—0,5 mm (vo frakcii stredného piesku).

Svahové sedimenty zahrňujú viacero druhov: úsypy, mury, zlomiská a zosuny.

Úsypy majú veľké priestorové rozšírenie v hlbokých dolinách so strmými svahmi, hlavne v trógoch a kotloch, ako aj na úpätiach strmých svahov nefadovcových dolín. Pozostávajú hlavne z rôzne veľkých úlomkov odrobením skalného podložia. Ich vývoj je spojený s odpadávaním a odguľovaním skalných úlomkov. Na úpätiach stien pod skalnými zrázmi sa ukladajú úsypy do úsypových kužeľov, ktoré viac-menej pokrývajú dolné časti skalných stien. Pomerne časté sú aj prípady, keď úsypové kužeľe sa navzájom spájajú, tvoria úsypové vence, ktoré sa tiahnu na dlhé vzdialenosti. Najvyššie úsypové kužeľe sa pozorujú v záveroch trógov, pretože tu sú ľadovcami podfáté steny. Podľa M. LUKNIŠA (1973) v našej časti Vysokých Tatier je približne 351, 490 000 m<sup>3</sup> úsypových materiálov.

Mury vo Vysokých Tatrách, ako uvádza M. LUKNIŠ (1973), vznikajú obyčajne v žlaboch a v úsypových kužeľoch. Tvorba mur je podmienená klimatickými zmenami, hlavne náhlymi prietrzami mračien a veľkými lejakmi, ktoré mimoriadne zvodňujú úsypové materiály.

Zlomiská sa vyskytujú na stenách trógov, kde ľadovce bočnou eróziou podfali skalné steny. Po ústupe ľadovcov stabilita stien sa porušila a došlo k veľkému skalnému zrúteniu. Najtypickejším príkladom skalného zlomiska vo Vysokých Tatrách je svah pod Slavkovským štítom.

Zosuny sa tvoria na predpolí Vysokých Tatier v časti budovanej sedimentmi paleogénu. Tvoria tu zvláštnu skupinu svahových sedimentov, ktoré sa vyznačujú samostatným morfológickým tvarom. Najčastejšie vznikajú pohybom niektorých častí kvartérnych svahových sedimentov, ale nie sú zriedkavosťou aj pohyby podložných paleogénnych sedimentov. Ich vývoj je obyčajne predisponovaný nespevnenými alebo málo spevnenými hlinitými a hlinitopiesčitými svahovými sedimentmi alebo úlomkami a balvanmi granodioritov uložených na flyšových súvrstviach. Ďalšou významnou zložkou vedúcou k tvorbe zosunov sú podzemné a zrážkové vody, ktoré sa sústreďujú najmä na rozhraní priepustných a nepriepustných sedimentov a vytvárajú aktívne šmykové plochy. Z typologického hľadiska sa tu najčastejšie stretávame s plošnými (zlaziská) zosunmi, napr. okolo Grand hotela Praha v Tatranskej Lomnici alebo prúdovými zosunmi. Okrem aktívnych (živých) zosunov sa nachádzajú zosuny stabilizované.

Organickými sedimentmi na území Vysokých Tatier a na ich predpolí sú známe výskyty rašelinísk, ktoré sa nachádzajú priamo na dnách alebo okrajoch trógov a v dolinách potokov. Väčšie z týchto rašelinísk boli podrobnejšie peľoanalyticky spracované E. KRIPPELOM (1963), a to Nové Štrbské pleso, Tatranský Domov, Chrystlová, Jamník. Peľové spektrá poukazujú, že k ich vývoju došlo väčšinou začiatkom preboreálu, čiže začiatkom holocénu.

Na geologický vývoj skúmaného územia významne vplývali tektonické pohyby. Objasnenie vývoja štruktúrno-tektonického plánu územia je treba brať v širšom kontexte s priebehom tektonických pochodov centrálnokarpatských pohorí, najmä Vysokých Tatier na jednej strane a na druhej — Podtatranskej kotline. Už na prvý pohľad vidíme, že ide o dva rozdielne tektonické fenomény, ktorých terajší štruktúrno-tektonický plán sa skladá z niekoľkých prvkov, ktoré sú výsledkom viacerých horotvorných pochodov (variskeho, hercýnskeho, možno aj starších), a najvýraznejšie uplatneného alpínskeho orogénu.

Rekonštrukcia obrazu starších, predalpínskych orogénnych cyklov na sledovanom území, ako už skôr upozornili A. GOREK (1959), D. ANDRUSOV (1959) naráža na značné ťažkosti. Výraznejšie než staršie orogénne cykly sa tu prejavil alpínsky orogén, ktorý sa vyznačuje postupným zvrásnením, tiež presúvaním mezozoických mäs a vznikom súčasných tektonických jednotiek počas viacerých fáz hlavne na území Vysokých Tatier (A. GOREK 1959, D. ANDRUSOV 1959, O. FUSÁN et al. 1963). Po kriedových horotvorných pohyboch študované územie bolo vynorené až do vrchného lutétu, kedy nastáva postupne transgresia mora. Počas helvétskej fázy koncom oligocénu more ustúpilo. Od egenbergu do bádenu niet na študovanom území údajov o priebehu geologického vývoja. Vplyvom intenzívnejších tektonických pohybov približne v polovici bádenu vo Vysokých Tatrách sa zaznamenal väčší tektonický zdvih a zasa v Podtatranskej kotline relatívny pokles. Počas neskorších tektonických fáz neskoršieho miocénu (panónu, pontu) a pliocénu (dáku, rumanu) dochádza na území Vysokých Tatier k ďalším nerovnomerným zdvihom kombinovaným s vývojom drobných zlomov na jednej strane a na druhej strane k intenzívnym denudačným procesom. Podľa M. KLIMASZEVSKEHO (1950, 1951) Vysoké Tatry mali vtedy charakter stredných hôr. Intenzívnejší zdvih Tatier sa zaznamenáva počas rodanskej — a neskoršej valašskej fázy. Relatívny pokles sa zaznamenával vtedy v Podtatranskej kotline.

Intenzívny nerovnomerný tektonický zdvih Vysokých Tatier a relatívny pokles priľahlej časti Podtatranskej kotliny sa zaznamenáva aj počas kvartéru. Na tendenciu nerovnomerného zdvihu Vysokých Tatier poukazuje viacero údajov. Predovšetkým je to mladosť reliéfu, strmé svahy, úzke, strmo sa spúšťajúce doliny s ešte nevypracovanými eróznymi formami. Prehĺbenie dien na južných svahoch počas kvartéru asi o 100—150 m. Ďalej sú to veľké hrúbky kvartérnych sedimentov (obr. 3). Vývoj facetových plôch a mnoho ďalších údajov, ktoré zvyrazňujú intenzitu pohybov v pomidelskom období. Na intenzívne pohyby počas kvartéru v Podtatranskej kotline poukazuje vývoj pozdĺžnych profilov riečnych terasových stupňov.

Výška intenzívneho zdvihu Vysokých Tatier, počnúc bádénom počas jednotlivých tektonických fáz až doposiaľ, sa predpokladá na 3500 m, pričom na neogénne obdobie pripadá približne 2500 m a na obdobie kvartéru okolo 400—600 m, popri iných údajoch dokumentujú to aj vrty VTH-7 a VTH-8 (obr. 2), ktoré majú počtu pod eróznou bázou Popradu.

V prvých fázach po paleogénnych tektonických pohyboch pravdepodobne začiatkom miocénu dochádza na študovanom území, podobne ako aj v jeho širšom okolí, k prestavbe tektonického štýlu na germanotypnú stavbu. V dôsledku tejto zmeny začínajú sa formovať štruktúry prvého rádu, a to: a) megaantiklinála Vysokých

Tatier, b) synklinála Podtatranskej kotliny. Neskoršie, počas jednotlivých tektonických fáz v týchto štruktúrnych prvkoch, sa formujú štruktúry druhého aj tretieho rádu, doprevádzané tvorbou tektonických zlomov. Všeobecne sa tu rozlišujú tri vekové kategórie zlomových línií. K najstarším zlomom sú začleňované poruchy z.-v. smeru, ide o zlomy kôrového charakteru (podtatranský zlom). K mladšiemu systému porúch patria tektonické línie jz.-sz., jjz.,ssv. až s.-j. smeru (obr. 3).

## Literatúra

- ANRUSOV, D. 1958—1965: Geológia československých Karpát I, II, III. Vydav. Slov. akad. Vied, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. zbor., X. 1, Slov. akad. Vied, Bratislava, 97—133.
- BIELY, A. 1977: Vysvetlivky k mezozoiku severných svahov Nízkych Tatier, východná časť. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—78.
- DÉNEŠ, F. 1902: Die Geologie des Tatragebirges. Jahrb. d. Ung. Karpathen—Vereinees, XXIV, Igló, 53—114.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry. Bratislava.
- GOREK, A. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. zbor., X, 1, Slov. akad. Vied. Bratislava, 13—89.
- GROSS, P. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HALICKI, B. 1930: Diluvjalne zlodowacenie polnocnych stokow Tatr. Panstw Inst. geol. Posiedz. Nauk 34, Warszawa.
- HANZEL, V. et al. 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Manuskript-Geofond, Bratislava, 1—215.
- HANZEL, V.—POLÁK, M. 1982: Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANZEL, V. 1982: Le mésozoïque dans le promontoire des Hautes Tatry — conditions hydrogéologiques. Le quide d'excursion. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—42.
- HANZEL, V.—NEMČOK, J. 1982: Zdroj termálnej vody vo Vrbove (Popradská kotlina). Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHMELÍK, F. 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v oblasti Nízkych a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí za r. 1955—1958. Manuskript-Geofond, Praha.
- CHMELÍK, F. a kol. 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. Práce Výzk. Úst. čs. naft. dolů, 20, Praha, 1—92.
- KARNIŠ, J.—KVITKOVIČ, J. 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Geografické práce I, 1, Bratislava.
- KLIMASZEVKI, M. 1950, 1951: Rzeźba Podhala. Czasopismo geograficzne t. XXI/XXII. Wroclaw.
- KOUTEK, J. 1936: Geologické studie na severo-západě Nízkych Tater. Sbor. Geol. Úst. ČSR, 4, 4—5, Praha, 1—375.
- KRIPEL, E. 1963: Postglaciálny vývoj lesov Tatranského národného parku. Biologické práce IX, 40, Bratislava.
- LUKNIŠ, M. 1965: Veľká Žltá stena. Vysoké Tatry IV — 4, 21. Tatranská Lomnica.
- LUKNIŠ, M. 1968: Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LUKNIŠ, M. 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000. List Banská Bystrica. Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl I, Západní Karpaty, 1, Academia, Praha.



- MÁJOVSKÝ, J. et al. 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier. Manuskript-Geofond, Bratislava.
- MÁJOVSKÝ, J. et al. 1976: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier — doplnok k správe z r. 1972. Manuskript-Geofond, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. Sborník Stát. geol. Úst. ČSR 5, Praha.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geograf. čas. 30, 2, Bratislava, 101—121.
- NEMČOK, J.—HANZEL, V. et al. 1980: Štruktúrny vrt Vrbov-1. Manuskript-Geofond, Bratislava, 1—52.
- PARTSCH, J. 1923: Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.
- PÍCHA, F. 1962: Výsledky sedimentologického výzkumu paleogénu centrálních Karpat. Kand. práca, manuskript-Geofond, Praha.
- ROMER, E. 1929: Tatranska epoka lodowa. Práce Geograf. wydaw. przez prof. E. Romera, 11, Lwów.
- ROTH, Z. 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. II. třídy České Akademie 48/B, 1—13, Praha.
- SZAFLARSKI, J. 1937: Ze studiów nad morfologia i dyluwium południowych stoków Tatr. Práce Inst. Geol. Univ. s. 19, Kraków.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. JGRA XI. Wien.
- ŠTASTNÝ, V. 1926: O mesozoických ostrovech v Liptovské kotlině. Rozpr. České akad. Věd a Um. II. tř. 35, 11. Praha.
- ŠURKA, A. 1958: Mezozoické ostrovy Liptovskej kotliny. Dipl. práca. Manuskript-archív FGGV UK Bratislava.
- UHLIG, V. 1897: Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. Akd. Wiss. LXIV, Wien.
- VITÁSEK, F. 1924: Naše hory ve věku ledovém. Sborník Čs. spol. zeměpis. XXX, Praha, 1—77.
- VOLKO-STAROHORSKÝ, J. 1923: Eocén Liptova. Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR, 2, Praha, 277—298.

I. Vaškovský—V. Hanzel—E. Vaškovská

### **Einige neue Erkenntnisse über die räumliche Verbreitung und Zusammensetzung der Quartärsedimente an den Südhängen der Hohen Tatra und deren Vorlandes**

Resümee

Das untersuchte Gebiet ist im Westen von der Wasserscheide des Baches Hybica, im Norden vom Hauptkamm der Hohen Tatra, d. h. von der Wasserscheide des Flusses Poprad und im Nordosten von der Wasserscheide des Baches Balský potok begrenzt. Die östliche, südliche und südwestliche Begrenzung bildet der Fluss Poprad im Abschnitt Spišská Belá—Poprad—Svit—Tatranská Štrba und der Weg Važec—Východná—Hybe.

Im untersuchten Gebiet werden kontrastmässig zwei morphologische Einheiten ausgegliedert, und zwar die nördliche (Hochgebirgs-Einheit), vertreten durch die Südhänge der Hohen Tatra und die südliche (Talkessel), nach der regionalen morphologischen Gliederung (E. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1978) bezeichnet als subtatrischer Talkessel, dessen nördlicher Teil in das untersuchte Gebiet reicht, und zwar mit einem Teil des Talkessels der Popradská kotlina mit der Poprad-Niederung, Štrbská pahorkatina — Hügelland, Lomnická pahorkatina Hügelland und Kežmarská pahorkatina-Hügelland, mit einem Teil des Liptovská kotlina-Talkessels mit dem Hybianska pahorkatina-Hügelland bildet als selbständiger Unterabschnitt das sogenannte Tatra-Vorland. Das Gebirge der Hohen Tatra ist vom subtatrischen Talkessel durch den subtatrischen Bruch (D. ŠTÚR, 1860) von O—W Richtung getrennt, welcher im Raume von Smokovec in die SW—NO-Richtung übergeht.

Am geologischen Bau des untersuchten Gebietes sind Gesteine des Kristallins, dann des Mesozoikums, Paläogens und Quartärsedimente beteiligt.

Das Kristallin ist vom Auftreten des kristallinen Kernes bekannt, welcher an den Südhängen der Hohen Tatra auf der Oberfläche erscheint, vertreten von kristallinen Schiefen, dann von Migmatiten und flächenmässig mehr verbreiteten granitoiden Gesteinen. Das Kristallin wurde ausführlicher von A. GOREK (1959) untersucht und ist auch von O. FUSÁN et al. (1963) in den Erläuterungen zur Uebersichtskarte der ČSSR 1:200 000, Blatt Hohe Tatra, beschrieben.

Die mesozoischen Gesteine treten im untersuchten Teil des subatrischen Talkessels in einigen flächenmässig nicht sehr ausgedehnten Inseln nördlich von Važec, in der Umgebung von Hrubý Grůň, unter dem Abhange des Kriváň in Richtung Tri studničky, von dort östlicher von Hrádok und in zwei kleineren Aufschlüssen zutage. Deren Verbreitung wurde schon früher von V. UHLIG (1897) in die Karte eingezeichnet und mit deren Studium haben sich um untersuchten Gebiete und dessen weiterer Umgebung V. ŠTASTNÝ (1926), A. ŠURKA (1958), D. ANDRUSOV (1958, 1959, 1968), M. MAHEL et al. (1967), A. BIELY (1977) und weitere befasst. In letzter Zeit sind mesozoische Komplexe im untersuchten Gebiet auch in Bohrungen im Untergrunde der paläogenen Schichtfolgen festgestellt worden (V. HANZEL et al. 1979, 1982), V. HANZEL—M. POLÁK (1982) und J. NEMČOK—V. HANZEL (1980, 1982). Von den bisherigen Studien geht hervor, dass im untersuchten Teil die mesozoischen Komplexe zwei tektonischen Einheiten angehören, und zwar: der Krížna — und Choč-Decke. Jede Einheit ist in weitere Serien gegliedert.

Die paläogenen Sedimente bilden eine fast flächenmässig zusammenhängende (ausser der oben erwähnten Inseln des Mesozoikums), aber ungleich dicke Sedimentationsfüllung des untersuchten Teiles des subatrischen Talkessels. Im untersuchten Teil und auch in weiterer Umgebung wurde die paläogene Schichtfolge eingehender von J. VOLKO-STAROHORSKÝ (1923), J. KOUTEK (1936), V. ŠTASTNÝ (1926), F. PÍCHA (1962), A. MATĚJKA (1927), Z. ROTH (1938), F. CHMELÍK (1958, 1963, 1967), P. GROSS et al. (1980) usw. beschrieben. In der paläogenen Sedimentationsfüllung des subatrischen Talkessels werden die folgenden Schichtfolgen unterschieden: a) basale transgressive lithofacies, b) Tonstein-Lithofacies, c) Flysch-Lithofacies, d) Nichtflysch-Sandstein — Konglomerat — Entwicklung.

Unter die vorquartären Formationen (höchstwahrscheinlich oberes Pliozän) sind noch stark kaolinisierte Tone, welche im Raume zwischen Vyšné Hágy und Štola zutage treten, einzugliedern.

An die vorhergehenden Arbeiten anknüpfend erwähnen wir im Beitrag einige neue Erkenntnisse über die räumliche Verbreitung der genetischen Type der Quartärsedimente, deren Entwicklung vom ältesten Pleistozän (Eopleistozän) bis zum Holozän verlief. Einer eingehenderen Untersuchung unterzogen wir die Quartärsedimente, welche sich im südlichen Teil des betreffenden Gebietes, d. h. im subatrischen Talkessel, befinden. Beim Studium der lithologischen Zusammensetzung und Mächtigkeiten der einzelnen stratigraphisch-genetischen Typen der Quartärsedimente sind wir, ausser der Erkenntnisse vom Studium einiger bedeutenderen Aufschlüsse der Grossen und Kleinen Grossen Wand bei Tatranská Polianka (M. LUKNÍŠ 1965), auch von Angaben der Geophysik (J. MAJOVSKÝ et al. 1976), hauptsächlich aber von hydrogeologischen Bohrungen, ausgegangen: VTH-1, VTH-2, VTH-3, VTH-4, VTH-6, VTH-7, VTH-8.

Die räumliche Verbreitung der genetischen Type der Quartär-Sedimente wird in untersuchten Gebiete durch die direkte Beziehung des Reliefs der vorquartären Formationen ausgedrückt. Während auf den Kämmen und Steilhängen der Hohen Tatra gewöhnlich Gesteine des Kristallins zutage treten, deren grösste Mächtigkeiten sich in einem verhältnismässig breiten Streifen (cca 1,5 bis 4 km) konzentrieren, welcher sich am Kontakt des Subatrischen Talkessels mit dem Gebirge der Hohen Tatra, d. h. im Unterabschnitt des Tatrischen Vorlandes, befindet. Wie die Bohrungen VTH-7 und VTH-8 zeigen, überschreiten ihre Mächtigkeiten hier 400 m. In südlicher Richtung vom erwähnten Streifen im peripheren Teil des Gebirges an der Berührung mit den Flusstälern des Váh und Poprad werden die Mächtigkeiten der Quartärsedimente geringer bis keilen aus, so dass dann vorquartäre Formationen, vertreten von Gesteinskomplexen des Mesozoikums und Paläogens, an die Oberfläche auftreten.

Im untersuchten Gebiete schliessen die Quartärsedimente eine Reihe von genetischen Typen ein, welche durch eine sehr variable lithologische Zusammensetzung verschiedenen Alters, gekennzeichnet sind. Charakteristisch ist für sie die Nichterhaltung der interglazialen Sedimente resp. Formen. Vom Standpunkte der stratigraphischen und praktischen Bedeutung sind die glazigenden Sedimente (Moränen), dann glazifluviale Sedimente meist interessant, deren Genese und bunte lithologische Zusammensetzung mit der sich wiederholenden Tätigkeit der Hochgebirgsgletscher in Verbindung steht. Weiter

befinden sich hier noch Schwemmkegel (proluviale), Hangsedimente (polygenetische Schutte), weniger fluviale Sedimente und organische Sedimente (Torfe).

Im weiteren Teil des Artikels beschreiben wir eingehender die einzelnen stratigraphisch-genetischen Typen der Quartärsedimente. In der beiliegenden Tabelle sind die Korngrösse-Analysen erwähnt. Die Interpretation der Mächtigkeiten der Quartärsedimente in Beziehung zu den jungen tektonischen Bewegungen ist auch erwähnt.

#### Erklärungen zu den Abbildungen

Abb. 1 Regional-geomorphologische Gliederung (nach E. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1978). Subtatischer Talkessel, Teil Popradská kotlina — Talkessel: 1 — Poprad-Niederung, 2 — Štrbská pahorkatina-Hügelland, 3 — Lomnická pahorkatina-Hügelland, 4 — Kežmarská pahorkatina-Hügelland, Teil Liptovská kotlina-Talkessel: 5 — Hybiánska pahorkatina-Hügelland.

Tatra-Vorland. Osttatra, Teil 1 — Südhänge der Hohen Tatra, 2 — Belianer Tatra.

Abb. 2 Schematische Darstellung der stratigraphisch-genetischen Gliederung der Sedimente in Bohrungen.

1 — Glazigene Sedimente (Würm), 2 — Fluviale Sedimente (Riss/Würm), 3 — Glazigene Sedimente (Riss), stark verwitterte Materiale des polygenetischen Schuttes (wahrscheinlich fossile Böden des Mindel/Riss), 5 — Glazigene Sedimente (Mindel), 6 — Polygenetische Schutte (ungegliedertes Altpleistozän), 7 — Sedimente des Paläogens, 8 — Mesozoische Gesteine im Ganzen.

Abb. 3. Darstellung der Dicken der Quartärsedimente (Interpretation) auf Grund von Bohrungen und geophysikalischen Messungen). 1 — Kristallin, 2 — Mesozoikum, 3 — Paläogen, 4 — Quartärsedimente im Ganzen, 5 — Dickenisolinen von Quartärsedimenten, 6 — Bohrungen, 7 — Festgestellte und angenommene Brücke.

Abb. 4 Schematischer geologischer Schnitt 1—2

1 — glazigene Sedimente (Würm), 2 — fQr/w fluviale Sedimente (Riss/Würm), 3 — gQr glazigene Sedimente (Riss), 4 — pgQm/r polygenetische Schutte-stark kaolinisierte, wahrscheinlich fossile Böden (Mindel/Riss)?, 5 — gQm glazigene Sedimente (Mindel), 6 — pgQ polygenetische Schutte (Pleistozän im Ganzen), 7 — gfQm + r glazifluviale Sedimente (Mindel + Riss), 8 — Paläogene Sedimente im Ganzen 9 — Mesozoikum im Ganzen, 10 — Kristallin, 11 — Brüche, 12 — Bohrungen.

Abb. 5 Schematischer geologischer Schnitt 3—4

1 — dQw-h steinig-lehnige Hangsedimente (Würm + Holozän), 2 — gQw glazigene Sedimente (Würm), 3 — gfQw glazifluviale Sedimente (Würm), 4 — gQr glazigene Sedimente (Riss), 5 — gQm glazigene Sedimente (Mindel), 6 — gfQm + w glazifluviale Sedimente (Mindel + Würm), 7 — pgQ polygenetische Schutte (Altpleistozän im Ganzen), 8 — Paläogene Sedimente im Ganzen, 9 — Mesozoikum im Ganzen, 10 — Kristallin, 11 — Brüche, 12 — Bohrungen.

Abb. 6 Verbreitung der stratigraphisch-genetischen Type der Quartärsedimente (mit Anwendung der Karte von M. LUKNIŠ 1968) 1 — Glazigene Sedimente (Mindel), 2 — Glazigene Sedimente (Riss), 3 — Glazigene Sedimente (Würm), 4 — Periglaziale Kegel (überwiegend Würm), 5 — Polygenetische Schutte (überwiegend Altpleistozän), 6 — Glazifluviale Sedimente (ältestes Pleistozän), 7 — Glazifluviale Sedimente (Mindel), 8 — Glazifluviale Sedimente (Riss), 9 — Glazifluviale Sedimente (Würm), 10 — Sedimente von Flussuferr-Talfluren (überwiegend Holozän), 11 — Bohrungen 12 — Ungegliederter Untergrund.

19291

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Die ...

Lubomil Pospíšil—Ludovít Husák

## **Príspevok geofyziky k poznaniu stavby východoslovenských neovulkanitov a ich podložia**

9 obr. v texte, 4 tab. v texte, 1 príl. pod páskou, angl. resumé

**Abstract.** The present results of the study of physical properties of East Slovakian neovolcanic rocks. The results were applied in the interpretation of geophysical fields, in the determination of the course of the pre-Tertiary basement and in the delimitation of the main discontinuities. The basement of the East-Slovakian neovolcanites consists of a graben structure affected by the intense vertical tectonics. The relationship between the interpreted geophysical boundaries and volcanites is discussed.

### **Úvod**

Od roku 1972 prebieha v oblasti východoslovenských neovulkanitov intenzívny geofyzikálny výskum. Realizované práce boli rozdelené na dve etapy. Do prvej etapy bol zahrnutý detailný gravimetrický prieskum a spracovanie aeromagnetických meraní, na základe ktorých sa vytipovali nádejné rudonosné zóny a upresnil reliéf predterciérneho podložia v tejto oblasti. V druhej etape, ktorá prebieha v súčasnosti, sa robí komplexný geofyzikálny prieskum už vo vymedzených perspektívnych oblastiach.

V práci predkladáme výsledky detailného štúdia fyzikálnych vlastností hornín, ktoré sme využili pri interpretácii geofyzikálnych polí, a to najmä pri stanovení priebehu reliéfu predterciérneho podložia a vymedzení hlavných diskontinuit.

### **Krátka charakteristika vulkanizmu východného Slovenska**

V geologickej stavbe východoslovenských neovulkanitov sú zastúpené jednak produkty kyslého ryolitového vulkanizmu, jednak produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu tvoriace hlavnú masu vulkanogénnych hornín (J. SLÁVIK 1974).

Neogénny subsekventný vulkanizmus začal kyslými ryolitovými explóziami, ktoré prenikali na povrch v období egenburgu až vrchného bádenu. Produkty tohto vulkanizmu, väčšinou jemnozrnné popolovité tufy a lapilové pemzové tufy, sú súčasťou sedimentárnej výplne neogénnej molasy. Podľa výskumov J. SLÁVIKA

RNDr. L. Pospíšil, CSc., Ing. L. Husák, CSc., Geofyzika, n. p. Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava.

(1974) ich pôvod je sialický, teda ryolitové magmatické krby sú vnútrokôrové a nie sú bezprostrednými produktmi hlbínnej magmatickej diferenciacie.

Samotný intermediárny andezitový vulkanizmus súvisí s procesmi diferenciacie v úrovni vrchného plášťa a začal vo vrchnom bádene v období maximálnej subsidenčnej dynamiky molasy.

Podľa výsledkov doterajších rádiometrických datovaní andezitových hornín (J. SLÁVIK et al. 1976; D. ĎURICA et al. 1978; D. VASS et al. 1978) hlavná masa andezitov v Slánskych vrchoch prenikla na povrch v sarmate a vulkanizmus končí v spodnom panóne. Podobný vývoj je aj vo Vihorlatských vrchoch. K výstupu intermediárnych magmatických hmôt do pripovrchových úrovní a na povrch dochádzalo v miestach maximálneho oslabenia kôry; na križovaní hlavných zlomových systémov (P. GREČULA et al. 1977).

Vulkanická činnosť mala pulzatívny charakter a nepredstavuje jednorázový akt.

Tektonická stavba podložia, ako i vývoj neogénnej molasy spôsobili, že intermediárny vulkanizmus sa vyvíjal v samostatných vulkanotektonických uzloch so zlomami, ktoré mali hlbinný dosah (J. SLÁVIK 1974; P. GREČULA et al. 1977).

Tieto faktory podmienili vznik niekoľkých samostatných prvotných erupčných centier a vznik vulkanických aparátov s identickými centrálnymi vulkanickými zónami kalderového typu s prítomnosťou intruzívnych komplexov.

Orograficky takmer súvislé vulkanické Slánske vrchy sme rozdelili na základe geofyzikálnych prejavov a geologických informácií na nasledujúce samostatné vulkanické aparáty (L. POSPÍŠIL—J. TKÁČ 1980):

1. vulk. aparát Zlatej Bane
2. vulk. aparát Makovica
3. vulk. aparát Bogota
4. vulk. aparát Veľký Milíč

Vo Vihorlatských vrchoch je situácia trochu odlišná. Tu možno vymedziť dva hlavné vulkanické aparáty — rozsiahly a značne komplikovaný aparát Vihorlatu a vulkanický aparát Popričného.

V juhovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny vymedzuje na základe interpretácie geofyzikálnych výsledkov dva pochované aparáty.

Aparát Kráľovského Chlmca (L. POSPÍŠIL 1979, 1981), ktorý sa javí ako veľmi perspektívny z hľadiska metalogenetického a aparát Brehov (M. FILO et al. in press).

### Fyzikálne vlastnosti hornín

Príčinou vzniku anomálií geofyzikálnych polí je diferencia fyzikálnych parametrov, hmôt, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe oblasti.

Najkomplikovanejšia situácia je v oblastiach budovaných vulkanogénnymi komplexmi. Pre ne je charakteristická značná variabilita fyzikálnych parametrov, ako to dokazujú poznatky zo stredoslovenských neovulkanitov (L. HUSAČ 1977). Preto nie je možné v týchto regiónoch objektívne vysvetliť geofyzikálne polia bez predchádzajúceho výskumu fyzikálnych vlastností hornín. Staršie práce, pojednávajúce o fyzikálnych vlastnostiach hornín z oblastí východného Slovenska (J. UHMANN 1962, M. ELIAS—J. UHMANN 1968), neposkytovali dostatok údajov o vulkanogénnych horninách. Obsahujú údaje iba o hustotách z orientačných meraní malého počtu

vzoriek hornín. O magnetických vlastnostiach hornín z tejto oblasti neexistovali použiteľné údaje. Aby sme získali poznatky o hustotných a magnetických charakteristikách hornín východoslovenských neovulkanitov, odobrali sme vzorky z povrchových odkryvov a vrtných jadier, na ktorých sme v laboratórnych podmienkach stanovili objemové a mineralogické hustoty, pórovitosť, veľkosť objemovej magnetickej susceptibility a veľkosť i smer prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie.

## Hustoty hornín

Výsledky laboratórneho výskumu hustotných vlastností hornín Vihorlatských a Slanských vrchov sú spracované do tabuľky 1, 2. Tu, okrem priemerných hodnôt objemových hustôt ( $\rho_o$ ), mineralogických hustôt ( $\rho_m$ ) a pórovitostí ( $p$ ), sú tiež hodnoty štandardných odchýliek ( $ds$ ) jednotlivých litologických súborov, a tiež hodnoty objemových hustôt prepočítaných na 100 % zaplnenie pórov vodou.

Tabuľka 1 Hustoty hornín Vihorlatských vrchov

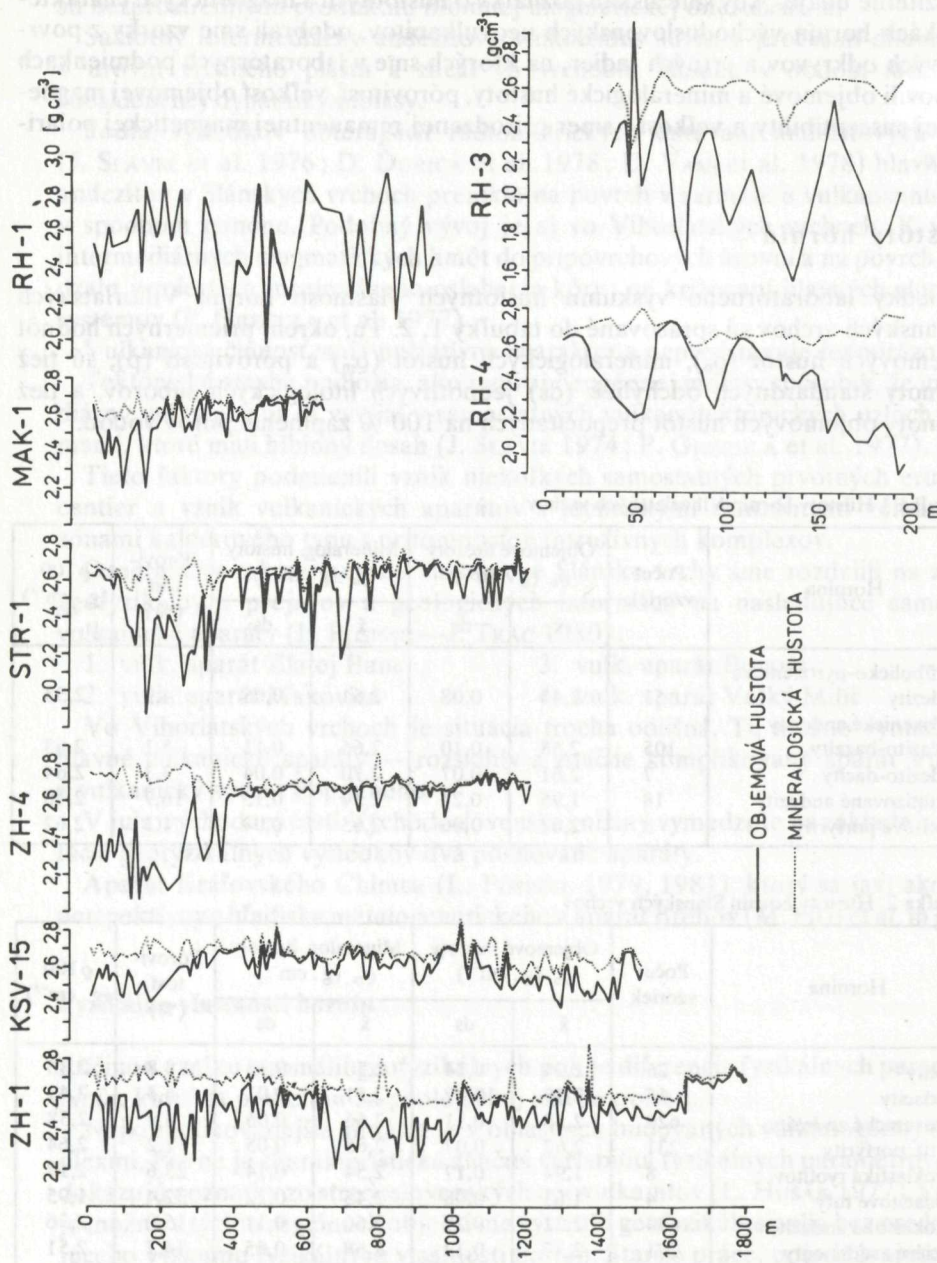
Hornina	Počet vzoriek	Objemové hustoty $\rho_o$ (g . cm <sup>-3</sup> )		Mineralog. hustoty $\rho_m$ (g . cm <sup>-3</sup> )		Pórovitosť (%)	$\rho_{100}$ (g . cm <sup>-3</sup> )
		$\bar{x}$	ds	$\bar{x}$	ds		
amfibolicko-pyroxenické andezity	51	2,48	0,08	2,61	0,08	4,9	2,53
pyroxenické andezity	105	2,58	0,10	2,66	0,11	5,1	2,63
andezito-bazalty		2,61	0,07	2,70	0,04	3,3	2,64
andezito-dacity	7	2,61	0,07	2,70	0,04	3,3	2,64
argilitizované andezity	18	1,95	0,21	2,34	0,15	16,7	2,10
dioritové porfyryty	8	2,62	0,06	2,65	0,04	1,1	2,62

Tabuľka 2 Hustoty hornín Slanských vrchov

Hornina	Počet vzoriek	Objemové hustoty $\rho_o$ (g . cm <sup>-3</sup> )		Mineralog. hustoty $\rho_m$ (g . cm <sup>-3</sup> )		Pórovitosť (%)	$\rho_{100}$ (g . cm <sup>-3</sup> )
		$\bar{x}$	ds	$\bar{x}$	ds		
ryolity	26	2,24	0,14	2,50	0,13	8,8	2,33
ryodacity	15	2,35	0,08	2,51	0,02	6,3	2,41
pyroxenické andezity	620	2,53	0,11	2,66	0,06	4,9	2,58
diorit. porfyryty	231	2,62	0,07	2,68	0,05	2,2	2,64
pyroklastiká ryolitov	8	1,94	0,17	2,54	0,14	23,6	2,17
ryodacitové tufy	4	1,63	0,08	2,45	0,12	32,4	1,95
pyroklastiká andezitov	684	2,21	0,27	2,60	0,11	15,0	2,36
terciérne sedimenty	271	2,37	0,13	2,68	0,05	14,7	2,51

Vysvetlivky k tab. 1, 2

$\bar{x}$  — priemerná hodnota súboru, ds — štandardná odchýlka,  $\rho_{100}$  — objemová hustota prepočítaná na 100 % zaplnenie pórov vodou.



Obr. 1 Vertikálny priebeh hustôt vo vrtoch z východoslovenských neovulkanitov. Doplnené na základe prác M. ELIÁŠA—J. UHMANN (1968), E. KLAŠKOVEJ et al. (1973), J. UHMANN—E. PÍCHOVEJ (1977).



Vertikálny priebeh hustotných parametrov v skúmaných vrtoch je znázornený na obr. 1, 2.

Zistené údaje dokazujú, že horniny, zastúpené na geologickej stavbe v danom regióne, sa výrazne odlišujú svojimi hustotnými vlastnosťami. Objemové hustoty varíujú v rozmedzí  $1,61\text{--}2,62\text{ g cm}^{-3}$ , mineralogické v rozmedzí  $2,34\text{--}2,70\text{ g cm}^{-3}$  a pórovitosť dosahuje  $1\text{--}32\%$ . Nezistili sme pritom výraznejšie rozdiely v hodnotách hustotných parametrov pri zhodných litologických typoch prislúchajúcich rôznym orografickým celkom. Najnižšie hustoty vykazujú vulkanoklastické a premenené horniny. Najvyššie hustoty sme zistili u intruzívnych hornín. S pórovitosťou týchto hornín je to naopak. Pyroklastické horniny sa vyznačujú voči ich efuzívnym členom podstatne nižšími hodnotami objemových a mineralogických hustôt a vyššími hodnotami pórovitostí. Prítomnosť terigénnej prímеси vo vulkanoklastických horninách sa prejavuje zvýšením hustôt a znížením jej variability. U efuzívnych hornín je výrazný trend narastania hustôt so stúpajúcou bázicitou.

Zistená výrazná hustotná diferencovanosť hornín v oblasti Slanských a Vihorlatských vrchov dáva reálny predpoklad na kvalitatívnu a kvantitatívnu determináciu geologických telies z gravimetrických podkladov. K riešeniu štruktúrálno-tektonických pomerov prispievajú údaje o vertikálnych zmenách hustôt, ktoré nám poskytujú obraz o priestorových zmenách hustôt terciérneho komplexu. Okrem hustotných údajov z vrtoch z vulkanogénnych oblastí sme tu zhrnuli aj údaje ktoré boli zistené na vrtoch v širokom okolí. Veľký počet údajov o hustotách nepublikovaných vrtoch poskytol Dr. J. MACH z Geofyziky n. p. Brno. Zohľadnili sme ich pri interpretácii ťažových profilov.

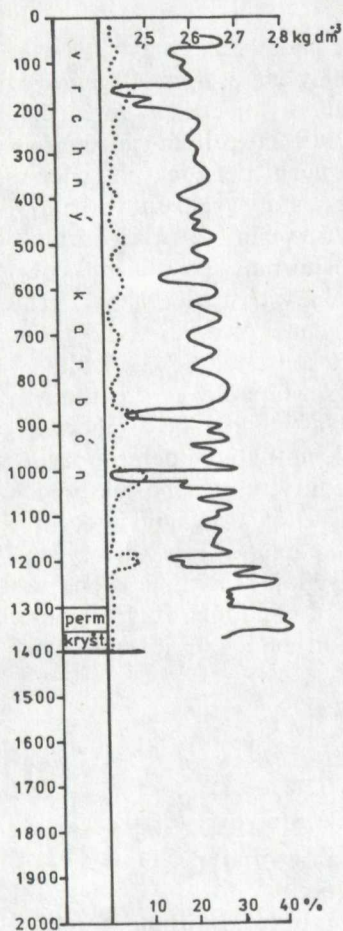
### Magnetické vlastnosti

Pri našich výskumoch sme zisťovali okrem veľkosti magnetickej susceptibility ( $\kappa$ ) aj veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP). Údaje o smeroch NRMP pre jednotlivé litologické typy sme prevzali z prác: O. ORLICKÝ—P. PAGAČ—J. SLÁVIK 1970 a O. ORLICKÝ—P. MUŠKA 1975.

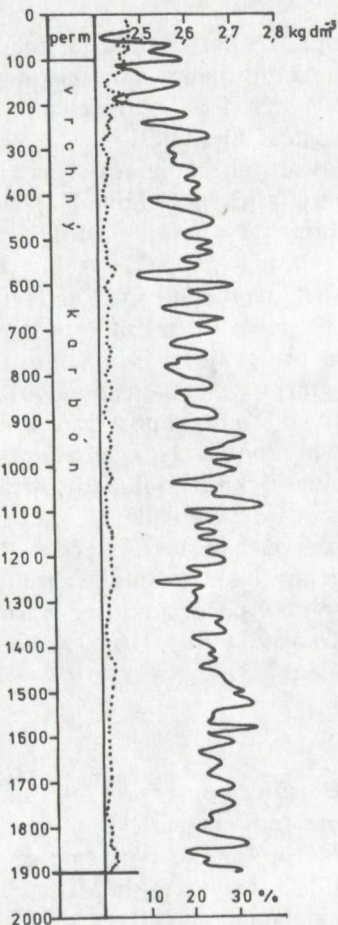
Magnetické vlastnosti sme stanovili celkom na 2295 vzorkách hornín. Zistené hodnoty po štatistickom spracovaní sme podľa orografickej príslušnosti zoradili do tabuľky 3 a 4, kde sú okrem priemerných hodnôt veľkosti a NRMP uvedené aj priemerné hodnoty deklinácie (D) a inklinácie (I) NRMP a hodnoty koenigsbergrovho koeficientu (Q). Vertikálny priebeh magnetických parametrov v skúmaných vrtoch je zobrazený na obr. 3.

Z našich zistení vyplýva, že magnetické vlastnosti neovulkanických hornín Vihorlatských a Slanských vrchov dosahujú hodnoty vo veľmi širokom rozpätí. U  $\kappa$  priemerné hodnoty dosahujú  $141\text{--}14918 \cdot 10^{-6}\text{ SI}$  a u NRMP  $22\text{--}5933\text{ nT}$  (tab. 3, 4). Magneticky najvýraznejšie sa v oboch orografických celkoch prejavujú pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity. Dioritové porfyry sa magneticky výraznejšie prejavujú v Slanských vrchoch. Osatné litologické typy vulkanogénnych hornín možno klasifikovať ako stredne až slabo magnetické. Sedimenty bez prímеси vulkanogénneho materiálu vykazovali hodnoty nemerateľné na použitých aparátach, čo dokazuje, že nemôžu byť zdrojom magnetických anomálií.

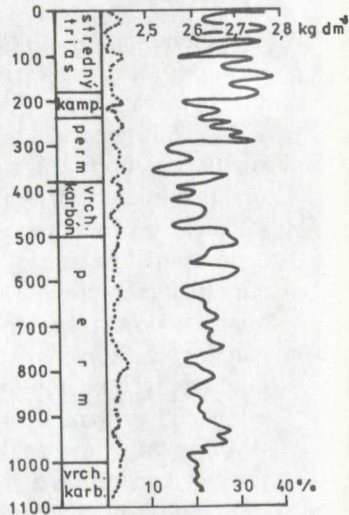
### VEĽKÁ TRŇA ZO-8



### KÁŠOV ZO-9



### LADMOVCE ZO-10



#### VYSVETLIVKY:

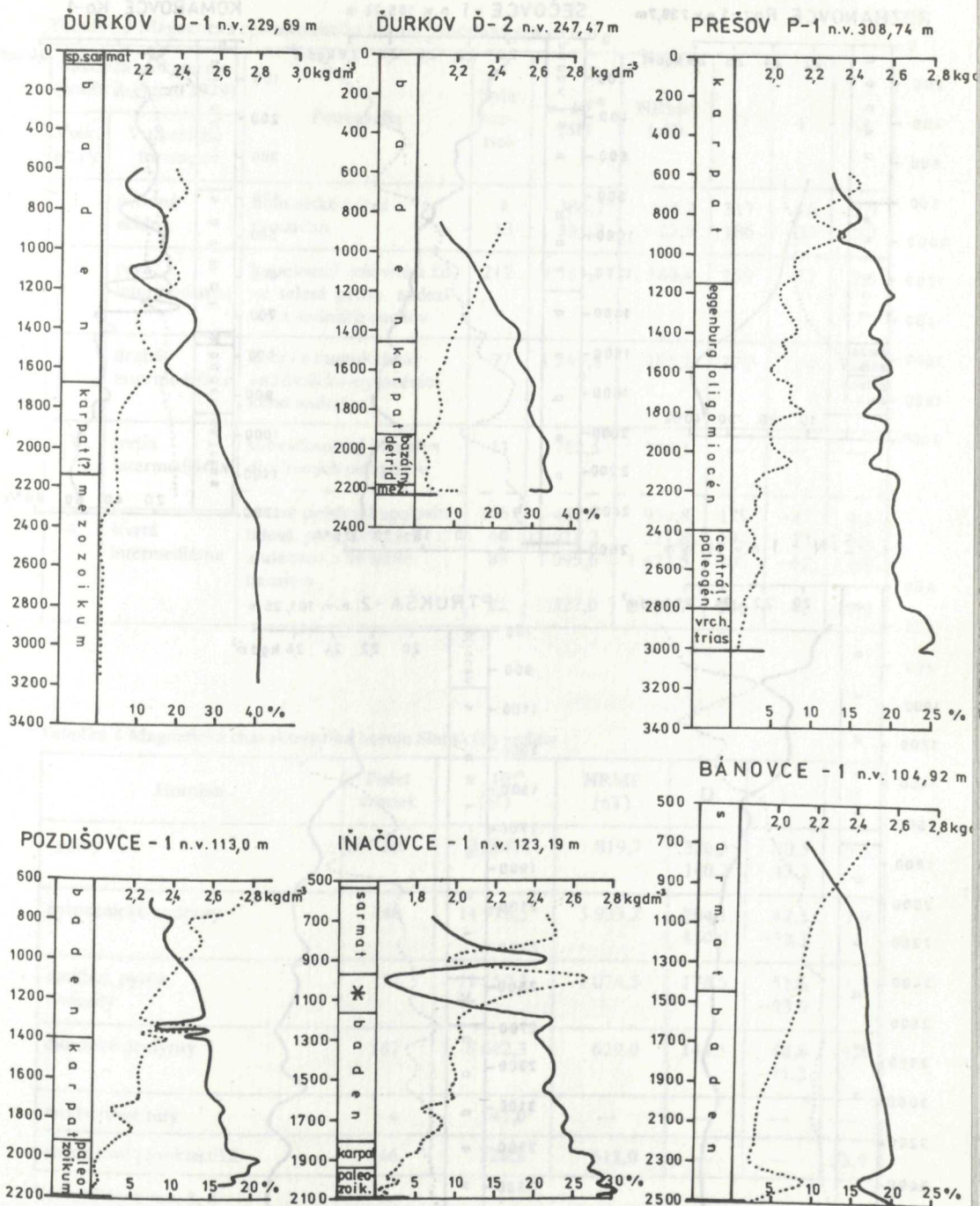
objemové hustoty

pórovitosť

#### HUSTOTNÁ CHARAKTERISTIKÁ Z VRTOV ZO-8; ZO-9; ZO-10

litostratigrafia	počet vzoriek	objemové hustoty [kg/dm³]				mineralog. hustoty [kg/dm³]				pórovitosť %		
		min	max	$\bar{x}$	ds	V(%)	min	max	$\bar{x}$		ds	V(%)
stredný trias vápencovo-dolomitické súvrstvie	17	2,56	2,80	2,695	0,077	2,85	2,68	2,83	2,746	0,065	2,36	1,854
kamp. slienité bridlice	5	2,57	2,75	2,674	0,074	2,76	2,68	2,82	2,764	0,057	2,06	3,252
perm. zlepencové súvrstvie	5	2,67	2,82	2,760	0,066	2,39	2,72	2,83	2,780	0,055	1,97	0,862
perm. zlepence, drob. pieskovec a bridlice s vulk. horninami	71	2,40	2,73	2,609	0,065	2,49	2,61	2,80	2,688	0,043	1,59	2,929
vrchný karbon drobovo-pieskovcové súvrstvie, zlepence, drob. bridlice	201	2,42	2,76	2,619	0,062	2,36	2,57	2,79	2,669	0,040	1,49	1,886
kryštalínikum	3	2,66	2,68	2,670	0,01	0,37	2,68	2,70	2,690	0,01	0,37	0,69

Obr. 2 Vertikálny priebeh hustôt vo vrtoch zo širšieho okolia východoslovenských neovulkanitov.



Obr. 2

\* - spodný sarmat, vrchný baden



Tabuľka 3 Magnetická charakteristika hornín Vihorlatských vrchov

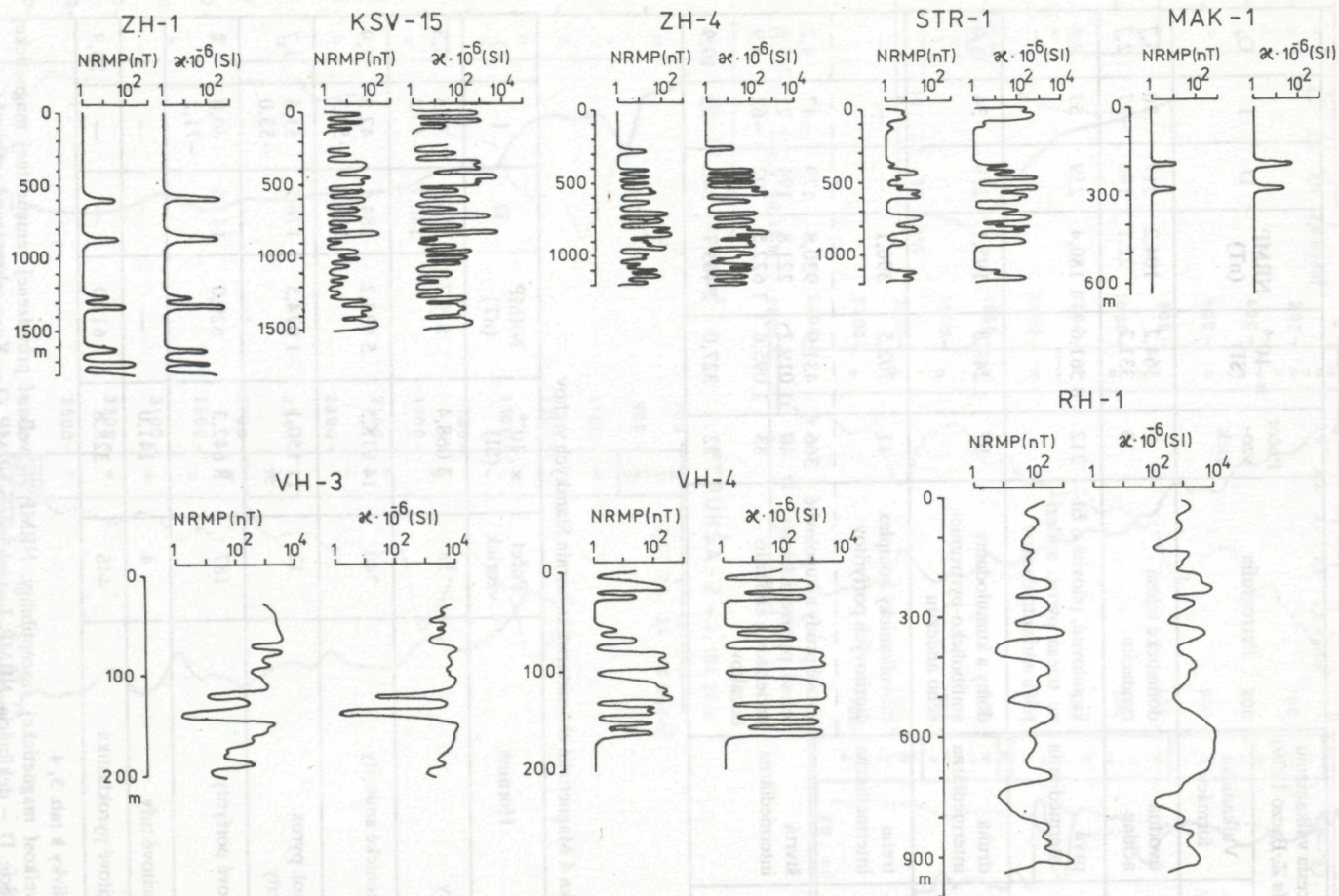
Sukcesia vulkanizmu (podľa Z. Baczo 1979)		Petrografia	Počet vzo- riek	$\kappa \cdot 10^{-6}$ (SI)	NRMP (nT)	D	I	Q
Vulk. etapy	Vulkanické formácie							
1	úvodná acidna	domatické telesá ryodacitu	4	364,2	104,2	317	70	5,7
			13	331,2	22,1	186	-37	2,7
2	prvá intermediárna	kupulovité, pňovité a žil- né telesá pyrox. andezit- tov a andezito dacitov	212	8 561,6	1 180,4	259	57	2,5
	druhá intermediárna	domy a kumulodomy amfibolicko-pyroxenic- kého andezitu	97	1 249,8	195,1	278	34	1,0
3	tretia intermediárna	subvulkanický komplex dioritových porfyrítov	11	702,5	396,1	—	—	—
4	štvrtá intermediárna	lávové prúdy a kupulovité telesá, pyroxenických andezitov a andezito bazaltov	366	431,9	930,8	179	-47	4,2
			40	1 019,2	221,8	194	71	1,6
			83	1 095,6	1 622,5	102	-62	4,9
			22	327,0	2 403,7	246	43	19,9

Tabuľka 4 Magnetická charakteristika hornín Slanských vrchov

Hornina	Počet vzoriek	$\kappa \cdot 10^{-6}$ (SI)	NRMP (nT)	D	I	Q
ryolity	58	3 068,4	819,7	326,5 140,7	70,5 -43,2	5,3
pyroxenické andezity	740	14 918,5	5 933,2	284,1 150,0	42,5 -52,3	7,9
amfibol. pyrox. andezity	12	11 150,1	1 074,5	176,5	51,6 -53,0	1,7
dioritové porfyrity	187	8 642,3	629,0	144,5	60,8 -71,2	1,4
ryodacitové tufy	4	141,0	—	—	—	—
andezitové pyroklastiká	446	328,8	611,0	—	—	33,9

Vysvetlivky k tab. 3, 4

$\kappa$  — veľkosť magnetickej susceptability, NRMP — veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie, D — deklinácia, NRMP, I — inklinácia NRMP, Q — Koenigsbergerov koeficient.



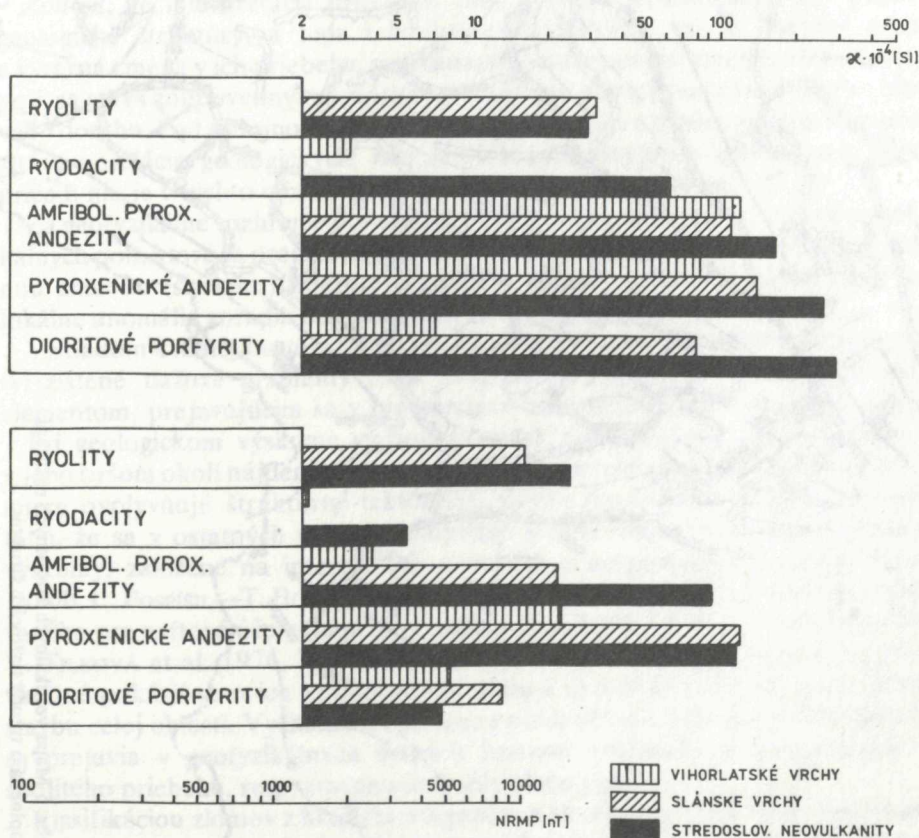
Obr. 3 Vertikálny priebeh magnetických vlastností vo vrtoch z východoslovenských neovulkanitov.  
NRMP — veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie,  $\chi$  — veľkosť magnetickej susceptibiliti.

Vzhľadom na známu značnú heterogénnosť v stavbe vulkanogénnych komplexov upozornujeme na skutočnosť, že neovulkanické horniny Slanských a Vihorlatských vrchov často vykazujú inverziu remanentnej magnetickej polarizácie (tab. 3, 4), čo v konkrétnych prípadoch môže mať značný vplyv na výslednú magnetizáciu skúmaných geologických telies.

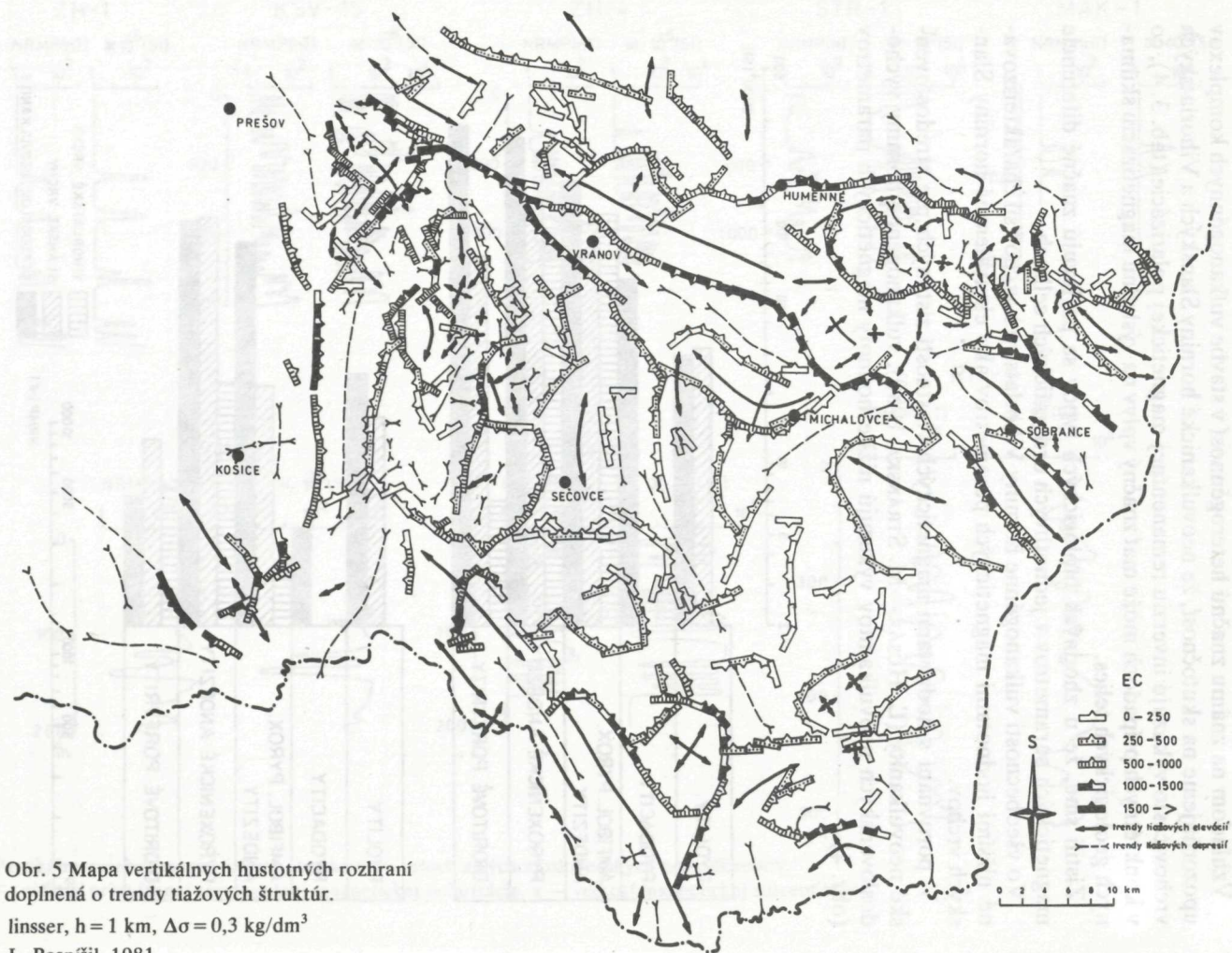
Zistili sme, že u zhodných litologických typov sa prejavujú značné diferencie magnetických parametrov v jednotlivých orografických celkoch.

Vo všeobecnosti vulkanogénne horniny Vihorlatských vrchov sú charakterizované nižšími hodnotami magnetických parametrov ako ekvivalentné horniny Slanských vrchov.

V porovnaní s hodnotami magnetických vlastností zistených pre stredoslovenské neovulkanity (L. HUSAK—M. STRÁNSKA 1980), vulkanogénne horniny východoslovenských neovulkanitov vykazujú nižšie hodnoty magnetických parametrov (obr. 4).



Obr. 4 Porovnanie magnetických vlastností hornín stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov. NRMP — Veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie,  $\chi$  veľkosť magnetickej susceptibility.



Obr. 5 Mapa vertikálnych hustotných rozhraní  
doplnená o trendy tiažových štruktúr.

linsser,  $h = 1 \text{ km}$ ,  $\Delta\sigma = 0,3 \text{ kg/dm}^3$

L. Pospíšil, 1981



## Tektonické pásma, geofyzikálne rozhrania a ich vzťah k neogénnemu magmatizmu

Celú skúmanú oblasť sme pokryli sieťou interpretačných profilov, na základe ktorých sme zostavili mapu reliéfu predterciérneho podložia. Kvantitatívny obraz jednotlivých tiažových gradientov nám poskytuje lepší pohľad na hĺbkovú úroveň a intenzitu analyzovaného rozhrania. Hĺbkové gradienty v mape reliéfu predterciérneho podložia a im zodpovedajúce tiažové gradienty, rovnako ako aj zmeny v orientácii trendov tiažových anomálií a indícií vertikálnych hustotných rozhraní (obr. 5), spolu s výsledkami reflexných seizmických meraní nám slúžili ako hlavné kritériá na vyčlenenie tektonických rozhraní.

Pri opise tektonických zón (pásiem) sa pridriavame zaužívanej geologickej terminológii, rozdeľujeme tektonické línie na pozdĺžne (karpatské smery) a priečne.

Pozdĺžne tektonické zóny by mali byť v geofyzikálnych mapách a charakterizované ako výraznejšie hustotné a magnetické rozhrania, alebo len ako jedno rozhranie.

Zdá sa, že interpretácia priečných zón, je oveľa jednoduchšia už i preto, že geologické štruktúry, a teda i štruktúry geofyzikálne, majú lineárny priebeh a výrazná zmena v ich priebehu, sprevádzaná často zmenou intenzity alebo i polaritu polí, sa stáva zodpovedným kritériom prítomnosti poruchovej zóny rôzneho hĺbkového dosahu. Pod termínom rozhranie (diskontinuita) rozumieme zónu, na ktorej sa stráca korelácia geologických, hlavne však geofyzikálnych anomálnych prvkov, pričom nie je v týchto miestach zistený žiadny geologický zlom.

Za geofyzikálne rozhranie považujeme i všetky anomálne zóny, zistené z geofyzikálnych polí, ktoré sa prejavujú gradientmi (v gravimetrii, magnetometrii), vertikálnou zmenou (skokom) interpretovaných rozhraní (seizmika), alebo tým, že sa lokálne anomálie zoradia do lineárnych štruktúr (magnetometria).

Vzhľadom k malej hustotnej diferencovanosti neogénnych sedimentárnych súvrství zistené tiažové gradienty budú zodpovedať hlavne štruktúrno-tektonickým elementom, prejavujúcim sa v predterciérnom podloží, a nie v neogénnej výplni.

Pri geologickom výskume východoslovenského neogénu a neovulkanitov boli v jeho širšom okolí nájdené niektoré významnejšie tektonické línie, ktoré v značnej miere ovplyvňujú štruktúrno-tektonickú stavbu predmetnej oblasti. Na základe toho, že sa v ostatných rokoch uskutočnili v tejto oblasti rozsiahle geofyzikálne výskumy, založené na interpretácii tiažových a magnetických máp (L. POSPIŠIL 1980b, L. POSPIŠIL—T. BODOKY 1981) a výsledkoch seizmického prieskumu realizovaného pre naftové účely (napr. V. FILKOVÁ et al. 1971, M. MORĀKOVSKÝ et al. 1973, V. FILKOVÁ et al. 1976, R. LUKÁŠOVÁ et al. 1976, 1980 a ďalší), považujeme za vhodné pokúsiť sa o ich vzájomnú koreláciu a ukázať ako ovplyvňujú štruktúrnu stavbu celej oblasti. Vychádzame pri tom z predpokladu, že zistené tektonické línie sa prejavujú v geofyzikálnych mapách zmenou amplitúdy poľa, porušením ich spojitého priebehu, resp. zmenou intenzity alebo polaritu.

Klasifikáciou zlomov z hľadiska ich genézy a aktivity v oblasti východoslovenského neogénu sa naposledy detailne zaoberal J. ČVERČKO (1977). Deväťdesiatšedem zistených zlomov v neogénnej výplni roztriedil do skupín podľa doby vzniku, aktivity a podľa smeru. Pri každom zlome určil jeho hĺbkový dosah, výšku skoku, sklon, uhol

sklonu a priebeh v km. Jeho tektonickú mapu sme použili ako podklad pre konfrontáciu s účinkami terciérnej výplne (obr. 6 — pod páskou). Mapa účinkov terciérnej výplne odráža predovšetkým účinky neogénnej sedimentárnej výplne, t. j. i morfológiu predterciérneho podložja. Získaná bola z mapy úplných Bouguerových anomálií po odčítaní regionálnej tiažovej anomálie (L. POSPISIL 1980b).

Hlavnými zlomovými systémami vo východoslovenskej neogénnej oblasti sú: trebišovský, močáransko-topliansky, trhovišťský a priečný zlom falkušovský. Prvé tri zlomové systémy sa výrazne prejavujú aj v geofyzikálnych poliach (obr. 7). Falkušovský zlomový systém je indikovaný hlavne v seizmických časových rezoch.

Nápadným rysom tiažovho poľa je výrazný gradient stotožňujúci sa s priebehom močáransko-toplianskeho zlomového systému (M. MORĀOVSKÝ 1971). Jeho smer je súhlasný so základnými štruktúrnymi prvkami panvy. Spolu s tiažovým gradientom na JZ, ktorý zodpovedá pravdepodobne trebišovskému zlomovému systému, vymedzuje grábenovú štruktúru Prešov—Sečovce—Kráľovský Chlmec (L. POSPISIL—M. KALICIÁK 1979).

Tieto dve tektonické pásma, spolu so zlomovým pásmom prešovsko-trhovišťským (P. GREČULA a kol. 1977), vytvárajú najvýraznejšie rozhrania smerom SZ—JV v podloží západnej časti transkarpatskej depresie. Močiaransko-toplianske zlomové pásmo považujeme za starú poruchu oživenú niekoľkokrát v priebehu miocénu v dôsledku výstupu plášťovej intrúzie (L. POSPISIL 1980b). Na juhu územia predpokladáme priebeh ďalšieho výrazného rozhrania, ktoré vymedzuje z juhu štruktúru transkarpatskej depresie, zatiaľ ho nazývame kissvárdskou líniou (L. POSPISIL—T. BODOKY 1981). Prejavuje sa výrazným tiažovým gradientom, magnetickými anomáliami, ktoré vyvolávajú horniny podložja (predpokladáme ultrabáziká) a oddeľuje od seba tiažové štruktúry s odlišným trendom. V juhovýchodnom smere na území MLR ju možno stotožniť s priebehom interpretovanej samošskej línie (G. WEIN 1978, B. V. MERLIČ—S. M. SPITKOVSKAJA 1965 a ďalší).

Ďalší výrazný systém rozhraní smeru SZ—JV interpretujeme v oblasti Vihorlatu a Popričného. Ide pravdepodobne o poruchy zviazané s poklesmi krýh mezozoika Humenských vrchov, na ktorých vznikla choďkovská depresia. Podľa našich odhadov hĺbky podložja presahujú izohypsu — 1000 m. Tiažová depresia, ktorá správaťa túto štruktúru, pokračuje až po Mukačevo.

Tieto základné rozhrania karpatských smerov sú deformované rozhraniami smeru SV—JZ, ktoré sa dobre prejavujú v košickej a humenskej štruktúre, menej v zemplínskej. Najvýraznejšie sú v blízkosti rozsiahlejších vulkanických aparátov, kde sa reliéf podložja ostro mení.

Vzhľadom na to, že nemožno jednoznačne priradiť tieto rozhrania geologicky potvrdeným a pomenovaným zlomom, označujeme ich najvýraznejšie pracovne malými písmenami (obr. 7).

Medzi najdôležitejšie patria rozhrania vymedzujúce priečne elevácie v podloží Slánskych vrchov a Vihorlatu, v blízkosti ktorých sa objavujú aj centrá vulkanických aparátov. Rozhranie (a) sa výrazne prejavuje v oblasti košickej štruktúry (O. FUSÁN a kol. 1971) a v Slánskych vrchoch, kde obmedzuje z juhu interpretovanú herliansku eleváciu (L. POSPISIL 1980a). Menej výrazne sa prejavuje v oblasti humenskej štruktúry (O. FUSÁN a kol. 1971). Zvláštne postavenie má rozhranie (b), ktoré

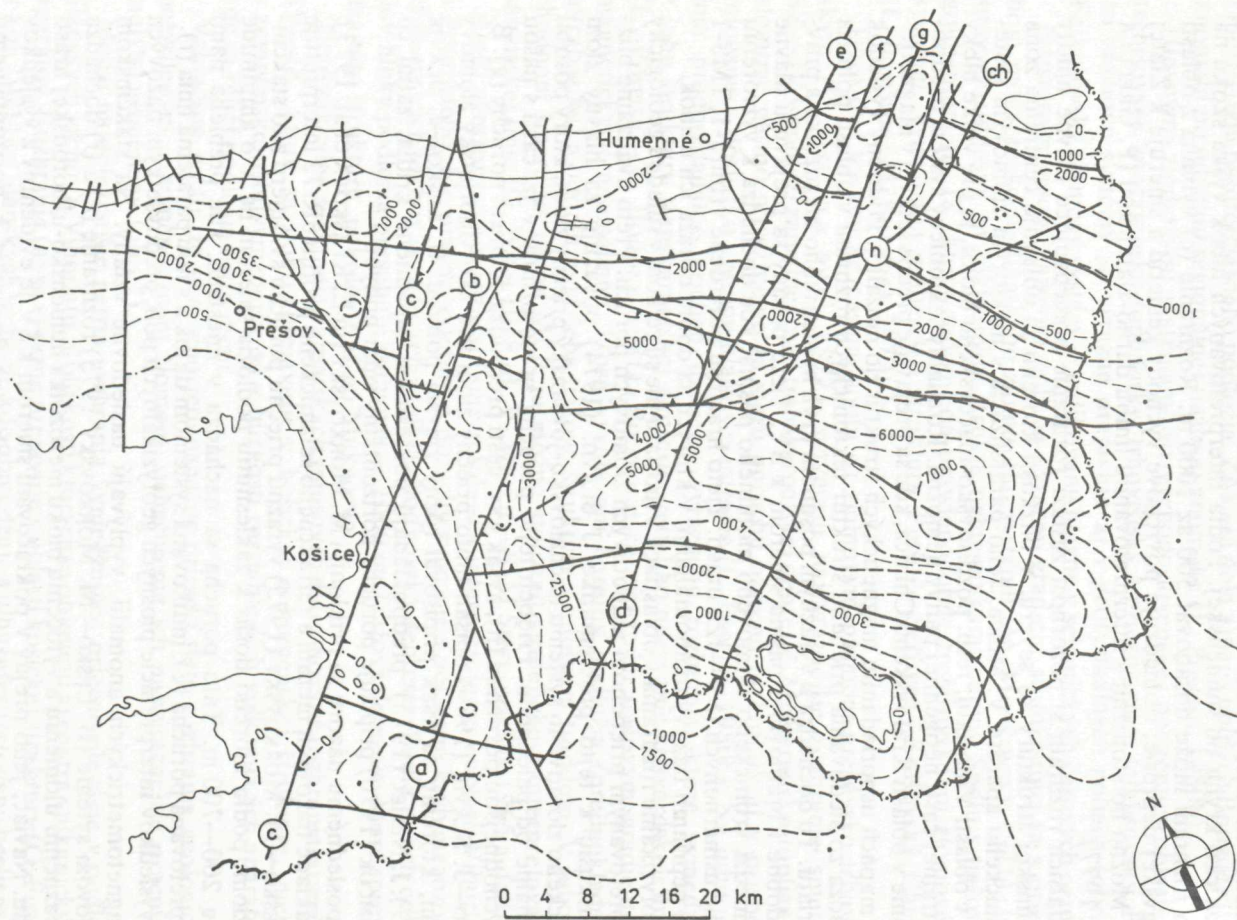
ohraničuje čiastkovú priečnu tiažovú depresiu medzi zlatobanským aparátom a vulkanickým aparátom kóty Makovica. Jeho sledovanie je zreteľné aj v oblasti humenskej štruktúry, kam táto depresia pokračuje, a tým oddeľuje hanušovskú mezozoickú kryhu od humenskej. Podľa interpretovaných hĺbok výška skoku na tomto rozhraní môže dosahovať 500 až 1000 m. Rozhranie (c) vybieha z oblasti moldavskej depresie, obmedzuje povrchové východy gemeríd a smeruje k Zlatej Bani. Možno ho stotožniť s interpretovanou líniou darnó-zlatníckou (P. GREULA a kol. 1977).

Z ďalších rozhraní si pozornosť zaslúži rozhranie obmedzujúce hlavné hmoty zemplínskej štruktúry zo severu, v blízkosti ktorého sa objavuje centrálna zóna vulkanického aparátu V. Miliča. Jeho paralelizácia s niektorým zlomovým systémom v oblasti Vihorlatu, resp. pozdišovsko-iňáčovského bloku, je pre veľké hĺbky v centrálnej časti neogénnej panvy nemožná. Rozsiahly tektonický systém predpokladáme v oblasti Kráľovského Chlmca, kde sa prejavuje predovšetkým v magnetických mapách usporiadaním magnetických štruktúr do mozaiky. Podobný výsledok vychádza zo sledovania priebehu štruktúr tektonických rozhraní v oblasti pohoria Vihorlatu. Tu dochádza k výrazným posunom krýh humenského mezozoika a pravdepodobne i bradlového pásma smerom k SV. Tieto posuny sa prejavujú hlavne v rozmedzí vrbnického zlomového mobilného pásma, kde dochádza k vytvoreniu priečne usmernených (SV—JZ) hrastí. Tieto hrasti sú potvrdené vrtmi J-1, TMS-1 až 8 a nepriamo tiažovými anomáliami, v ktorých sa dobre odráža ich účinok.

Geofyzikálne rozhrania v oblastiach Vihorlatu nie sú celkom v súlade s geologicky interpretovaným priebehom jednotlivých zlomových porúch. Preto uvádzame bližšiu diskusiu k tejto problematike. J. SLÁVIK (1974) považuje za hlavný zlom vrbnického zlomového systému michalovsko-jovsanský priečny zlom, ktorý pôsobil minimálne od paleogénu. Priebeh tejto poruchy sa stotožňuje v jz. časti s našou najvýchodnejšou poruchou (h), avšak v sv. časti prechádza do miest poruchy (g). B. LEŠKO—J. SLÁVIK (1969) opísali tento priečny zlom tiež ako vihorlatský zlomový systém, ktorému sa však pripisoval rôzny zmysel pohybu. B. LEŠKO—J. SLÁVIK (1967), J. NĚMEC (1973) predpokladajú poklesnutie západného krídla, zatiaľ čo J. NEMČOK (1970) pripisuje poruche horizontálny smer pohybu.

K poslednému názoru sa priklonil i M. MOŘKOVSKÝ (in E. KLÁŠKOVÁ et al. 1973). Na základe tiažových meraní a refrakčného seizmického profilu 6R/72 interpretuje B. LEŠKO—M. MOŘKOVSKÝ (1975) výraznú priečnu poruchu sv. smeru ako stakčinský zlom, podľa ktorého došlo k zaklesnutiu podložia smerom na V o amplitúde skoku 200—700 m. Táto porucha sa nachádza v miestach, kde prebieha nami interpretovaná porucha (e), indikovaná systémom dajok a s ňou paralelná línia (f).

Z výsledkov interpretácie plošných geofyzikálnych polí, predovšetkým tiažových a magnetometrických anomálií, vyplývajú nasledovné vzťahy. Na stakčinskom zlomovom systéme (B. LEŠKO—M. MOŘKOVSKÝ 1975) rozhranie (e) a (f) dochádza k výraznému ulomeniu a vytočeniu bloku mezozoika humensko-užhorodskej hrasti k juhu. Navyše, jeho prejav v pokračovaní smerom k SV je evidentný z výsledkov seizmického prieskumu. Naopak, na poruche (g) dochádza k horizontálnemu posunu jovsanskej kryhy mezozoika k SV. Táto porucha vo svojom pokračovaní smerom k JZ nadväzuje na falkušovský zlom a vrbnický zlom, ktoré boli zistené na



Obr. 7 Štruktúrno-tektonická schéma širšieho okolia východoslovenských neovulkanitov. (Izolície zobrazujú absolútne hĺbky predterciérneho podložja).

základe výsledkov seizmického prieskumu a potvrdené vrtmi (M. MORĀOVSKÝ 1971, J. ČVERČKO 1977 a ďalší.) Význam tohto porušenia pre vulkanizmus v oblasti Vihorlatu je zrejmý. Kríženie poruchy (g) s hankovským zlomom a pribradlovým zlomom (B. LEŠKO—M. MORĀOVSKÝ 1975), a hádam i oživenie tohto uzla s.-j. zlomom, podmienilo výstup rozsiahleho intruzívno-extruzívneho aparátu. Zvláštny charakter majú poruchy (h) a (ch), na ktoré by v pokračovaní do flyšových Karpát mohol nadväzovať ladomírovský zlom (B. LEŠKO—M. MORĀOVSKÝ 1975), intepretovaný tiež z ťiažových podkladov.

V oblasti Vihorlatu sú sprevádzané radom dajok a oddeľujú od seba jovskanskú a jasenovsko-sobranskú eleváciu. J. SLÁVIK (1974) spája jasenovskú hrať s jovskanskou eleváciou pod spoločným názvom jovskansko-jasenovská hrať. Z geofyzikálnych výsledkov však vyplýva, že obe štruktúry, aj keď patria k spoločnej jednotke, sú oddelené intenzívnymi tektonickými deformáciami a vytvárajú samostatné kryhy. Jovskanská elevácia sa, ako je vidieť na obrázku 7, podľa systému sv.-jz. porúch vysunula k SV, zatiaľ čo jasenovská elevácia sa javí ako odtrhnutá (skĺznutá) štruktúra, ktorá mohla vzniknúť buď v dôsledku samotných gravitačných pohybov, alebo vplyvom regresných kľzavých pohybov. Ak si všimneme závery R. RUDINCA (1973), ktorý vymedzuje na JV stretavský priečný zlom obmedzujúci jasenovskú hrať, na ktorého vysokej kryhe končí v oblasti Východoslovenskej nížiny sedimentácia karpátu a bádenu, vidíme, že v priestore medzi priečnymi poruchovými systémami (e) až (ch) a stretavským priečnym zlomom dochádza k redukcii a výraznému rozdrobeniu mezozoika humensko-užhorodskej hrasti na niekoľko čiastkových krýh. Z pozdĺžnych tektonických rozhraní smeru SZ—JV medzi najvýraznejšie patrí porucha, ktorá oddeľuje vysoký blok pribradlovej oblasti od giraltovskej depresie. V podloží vulkanosedimentárneho komplexu dochádza na krížovaní s priečnym zlomovým systémom k porušeniu a deformácii pravdepodobne v dôsledku vystupujúceho intruzívneho komplexu. Túto poruchu nazýva B. LEŠKO—M. MORĀOVSKÝ (1975) — hankovský zlom. Zvláštne postavenie v tektonickom pláne záujmovej oblasti majú diskontinuity (i) a (j). Sú to dva celkom nové prvky, ktoré sa objavujú z výsledkov geofyzikálneho prieskumu.

Diskontinuita (i) má smer S—J sa prejavuje sa ako ťiažový gradient, na ktorom sa stráca korelácia všetkých rozhraní smeru SV—JZ. Intenzívny prejav je zrejmý aj v mape vertikálnych hustotných rozhraní (obr. 5). Toto rozhranie nemožno korelovať s hornádkym zlomom, od ktorého sa nachádza východnejšie, ale ani s líniou Prešov—Slanec, ktorú J. SLÁVIK—J. TŐZSÉR (1973) interpretujú v oblasti Slanských vrchov. Ukazuje sa možnosť interpretovať túto diskontinuitu ako pásmo, pozdĺž ktorého nastalo ulomenie a poklesnutie východnej časti Západných Karpát. Takáto interpretácia sa javí ako možná aj z výsledkov seizmických meraní (profil 12/76, 77).

Rozhranie (i) sa v ťiažovom poli prejavuje výraznejšie ako na základe seizmiky zistené zlomy, ktoré podľa geologických údajov majú až 1000 m amplitúdu. Toto rozhranie je sledovateľné až po priečne rozhranie (d). Spolu s priečnymi rozhraniami (a), (b), (c), sa podieľa na formovaní štruktúr v podloží Slanských vrchov.

Diskontinuita (j) vyplynula z interpretácie reliéfu predterciérneho podložia a je orientovaná do smeru V—Z. Prejavuje sa aj v magnetických mapách (L. BENES 1972).

V oblasti Slanských vrchov sa prejavuje zvýšením tzv. normálneho poľa v južnej časti o 40 nT oproti normálnemu poľu v severnej časti (M. FILO in M. BUJŇÁKOVÁ a kol. 1979). V centrálnej časti panvy kontroluje usmernenie sečovskej magnetickej anomálie a končí na nej pásmo lineárnych magnetických anomálií v oblasti Nižný Hrabovec—Nacina Ves—Lúčky. Pokračovanie rozhraní možno pozorovať aj v tiažovom poli, kde tiažový gradient v. -z. smeru pokračuje od Michaloviec až do oblasti Sobraniec. Geologická interpretácia však nie je jednoznačná a bude si vyžadovať ďalšie informácie.

Z predloženej tektonickej schémy vyplývajú niektoré nové skutočnosti, ku ktorým sa bez doplňujúcich geologických údajov, predovšetkým hĺbkových vrto, nebude možné jednoznačne vyjadriť. Otázka veku a funkcie jednotlivých poruchových systémov ostáva otvorená.

Z analýzy geofyzikálnych polí sa ukázalo, že hlavné vulkanické aparáty sa nachádzajú na obode regionálnej tiažovej anomálie, interpretovanej ako prejav diapíru plášťa (rezervoár), (L. POSPÍŠIL 1980b). Túto anomáliu vymedzujú hlboko siahajúce diskontinuity.

Napojenie regionálnych zlomových systémov na formujúci sa magmatický rezervoár umožnilo pravdepodobne výstup magmy a viedlo k vzniku reťazca vulkanických aparátov. Najväčší vplyv mali diferencované vertikálne pohyby, ktoré spôsobili rozpad územia v smere radiálnom i tangenciálnom. Centrá vulkanických aparátov vystupujú obyčajne v miestach najväčšej hĺbky depresie alebo na okrajoch čiastkových elevácií podložja vymedzených tektonickými líniami menšieho hĺbkového dosahu. Ich smer je často rozdielny od smeru regionálnych zlomových systémov. Je to pravdepodobne dôsledok prekopírovania smerov hlavných diskontinuit v terciéri (P. GREČULA a kol. 1977).

### **Reliéf predterciérneho podložja**

Na základe tiažových anomálií (obr. 6) získaných odseparovaním regionálnych účinkov vyvolaných predpokladaným plášťovým diapírom bolo možné určiť hĺbkové relácie hustotného rozhrania, sedimentárna výplň — predterciérne podložie. Získané hĺbky doplnené o výsledky seizmiky a vrto umožnili zostrojiť priebeh reliéfu predterciérneho podložja, ktorý predstavuje východoslovenskú časť transkarpatskej depresie ako grábenovú štruktúru s priečnou prepadlinou v oblasti JV od Malčíc. Pokračovanie grábenu je interpretované pod neovulkanitmi Slanských vrchov smerom k Prešovu (L. POSPÍŠIL—M. KALICIAK 1979), kde sa prejavuje len jeho severná časť. Južnú časť grábenovej štruktúry v sz. smere ukončuje herlianska elevácia (L. POSPÍŠIL 1980a).

Pokračovanie a ohraničenie grábenu v jv. smere je nezreteľné, aj keď jeho prejav je zjavný v podloží celej ukrajinskej časti depresie. Je to spôsobené pravdepodobne nasledujúcimi skutočnosťami. Predovšetkým je to výrazný skok v podloží (až 4 km) medzi východoslovenskou depresiou a užhorodskou eleváciou, ktorý spôsobuje problémy s koreláciou jednotlivých zlomov a štruktúr.

Prejavuje sa tu tiež vplyv vrchola tiažovej elevácie, ktorá signalizuje, že táto oblasť

bola postihnutá maximálnym výzdvihom a deformáciami. Tie mali hlavný vplyv na postupné zmeny v type sedimentácie v danej štruktúre. Z porovnania tiažových anomálií s výsledkami seizmických meraní (A. V. ČEKUNOV et al. 1969) vyplýva, že užhorodská elevácia je priamo nad vrcholom diapíru, pričom východoslovenská a mukačevská depresia sú nad jeho koncovými časťami. Košická kotlina a solotvinská depresia sú už v hraničnej oblasti s vnútornými jednotkami Západných a Východných Karpát.

Na základe priebehu interpretovaného reliéfu predterciérneho podložia možno vydeliť nasledujúce tiažové štruktúry podložia (údaje v zátvorkách udávajú predpokladané hĺbky (v km) povrchu podložia:

a) elevácie — zemplínska (0); albínovská (4); herlianska (1,5); hanušovská (1); pozdišovská (2); jovsanská (0,2); jasenovská (0,1); humensko-užhorodská (0—0,5)

b) depresie — prešovská (3,5); vranovská (5—6); sečovská (5); centrálna (7); myšlianska (2,5); moldavská (1,0); choňkovská (2,0)

Zaujímavou štruktúrou je moldavská depresia, a to predovšetkým z hľadiska prítomnosti rozsiahlych ultrabázických telies, ktoré sa nachádzajú v predneogénnom podloží a výrazne sa prejavujú v magnetických mapách (M. FILO in J. PLANČAR et al. 1977). Túto depresiu možno v tiažových mapách sledovať pod Tokajskými vrchmi cez Sátoraljaújhely, Kiszvárad až do východnej časti MLR.

Výrazne sa prejavujú aj sedimenty choňkovskej depresie, ktorá podľa interpretovaných hĺbok podložia zasahuje až pod vulkanický komplex Vihorlatu (obr. 8). Za severné obmedzenie choňkovskej depresie potom možno považovať stakčinský zlom. Choňkovskú depresiu výrazne ovplyvňujú priečne štruktúrne prvky.

Pozornosť si zaslúži aj oblasť herlianskej elevácie, ktorá je zachytená aj na jednom z profilov na obrázku 9. Tvar, smer a komplexy, ktoré túto štruktúru budujú, nápadne pripomínajú pohorie Branisko.

Ostáva nevyriešenou otázkou, čo spôsobilo, že sa nám po obvođe gemeridnej jednotky vytvorili radiálne, priečne, morfológicky výrazné segmenty. Pre odpoveď bude potrebné získať ďalšie informácie, ale už teraz je jasný vplyv herlianskeho „sokla“ na formovanie vulkanického pohoria Slanských vrchov.

Najväčšie hĺbky v oblasti východného Slovenska sú interpretované a vrtmi nepriamo potvrdené v oblasti vranovskej, sečovskej a hlavne centrálnej depresie, kde dosahujú viac ako 5000 m. Centrá vulkanických aparátov Slanských vrchov, Vihorlatu, i v južnej časti Východoslovenskej nížiny sa nachádzajú na okrajoch týchto najviac poklesnutých častí grábenovej štruktúry.

## Záver

Geofyzikálne výskumy v oblasti východoslovenských neovulkanitov umožnili získať obraz o geofyzikálnych poliach tohto regiónu a údaje o fyzikálnych vlastnostiach hornín.

Získali sme fyzikálne charakteristiky pre najdôležitejšie horninové typy, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe oblasti. U zhodných litologických typov sme zistili

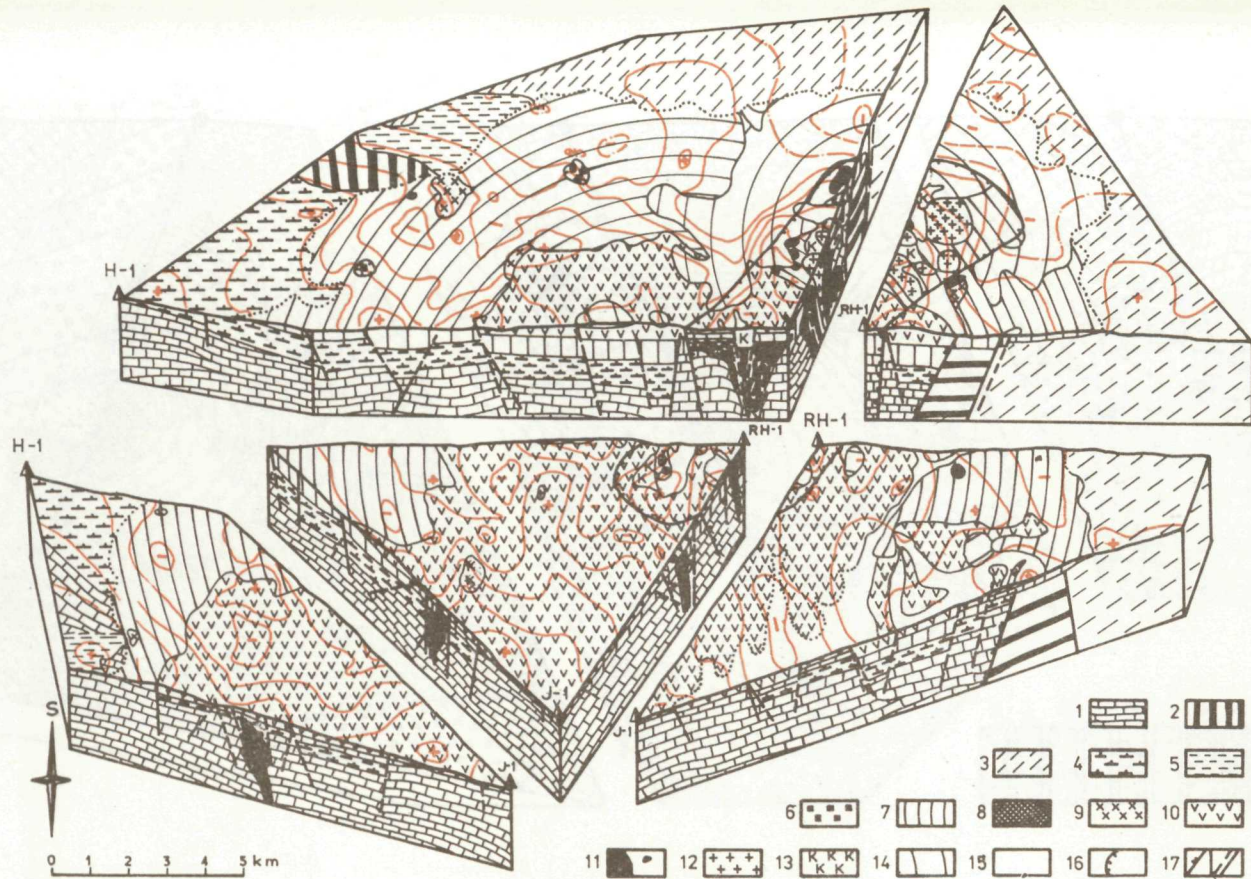
výrazné rozdiely v hodnotách niektorých fyzikálnych parametrov vzhľadom k orografickej príslušnosti. Zistená výrazná diferencovanosť hustotných a magnetických vlastností hornín poskytla reálny predpoklad na riešenie štruktúrno-tektonických pomerov oblasti.

Aplikáciou komplexu interpretačných postupov pri spracovaní geofyzikálnych a geologických informácií sme urobili modeláciu reliéfu predterciérneho podložja pre širšiu oblasť východoslovenských neovulkanitov. Získali sme tak obraz o plošnom rozložení elevačných a depresných elementov podložja a o absolútnych hrúbkach terciérnych komplexov. Okrem toho, že sme potvrdili známe zlomové systémy, sme detekovali i niektoré nové vertikálne rozhrania regionálneho významu.

## Literatúra

- BENEŠ, L. 1972: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. Manuskript-archív — Geofyzika Praha.
- BUJŇÁKOVÁ, M.—FILO, M.—POSPÍŠIL, L. 1979: Slánske vrchy — geofyzikálny prieskum — I. etapa. Manuskript-archív — Geofyzika Bratislava, 1—53.
- ČEKUNOV, A. V.—LIVANOVA, L. P.—GEJKO, V. S. 1969: Glubinnoe stroenie zemnoj kory i nekotorie voprosy tektoniki Zakarpatskogo progiba. „Sovetskaja geologija“, 10, Moskva, 57—68.
- ČVERČKO, I. 1977: Zlomý vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektogenetický vývoj. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FILKOVÁ, V.—MOŘKOVSKÝ, M.—PERNICA, I. 1971: Vrtně refrakční měření v oblasti Košické kotliny na hlubinném vrtnu Rozhanovce-1. Manuskript-archív — Geofyzika, Brno.
- ĐURICA, D.—KALIČIAK, M.—KREUZER, H.—MÜLLER, P.—SLÁVIK, J.—TÖZSÉR, J.—VASS, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the Light of recent radiometric age determinations. Věstník Ústř. Úst. geol. 53, 75—88.
- ELIÁŠ, M.—UHMANN, J. 1968: Hustoty hornin ČSSR — vysvetlivky k mapě hustot hornin ČSSR 1: 500 000. Ústř. Úst. geol., Praha.
- FILKOVÁ, V.—MOŘKOVSKÝ, M.—PERNICA, J. 1976: Vrtně refrakční měření v širším okolí vrtnu Prešov-1. Manuskript-archív — Geofyzika Brno.
- FILO, M.—POSPÍŠIL, L.—TKÁČ, J. (in press): Morfoštruktúry pdložja Východoslovenských neovulkanitov a ich vzťah k magmatizmu. Geologický průzkum (Praha).
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložja zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geol. vied, Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.
- GRECULA, P.—KALIČIAK, M.—VARGA, L. 1977: Hornádský zlomový systém a jeho problémy. Mineralia slov., 9, 6, 419—448.
- HUSÁK, L. 1977: Hustoty hornín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a ich význam pre geologickú interpretáciu tiažového poľa, Manuskript-archív Geofyzika Bratislava, 1—207.
- HUSÁK, L.—STRÁNSKA, M. 1980: Fyzikálne vlastnosti vulkanogénnych hornín stredoslovenských neovulkanitov. Zborník referátov seminára „Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát“, Bratislava, 37—50.
- KLÁŠKOVÁ, E.—MOŘKOVSKÝ, M.—PÍCHOVÁ, E.—ČERVENKA, J. 1973: Tichový průzkum ve východoslovenském flyši v r. 1972, oblast I. — Humenné, II. — Bardejov, Manuskript-archív Geofyzika n. p. Brno.
- LEŠKO, B.—MOŘKOVSKÝ, M. 1975: Príspevok ku geológii podložja východoslovenských flyšových Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 219—236.
- LEŠKO, B.—SLÁVIK, J. (1967): Les traits fondamentaux de la structure géologique de la region située les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geol. sbor. XVIII, 1, Bratislava.
- LEŠKO, B.—SLÁVIK, J. 1969: Tectonics of the Vihorlat Region. Geol. práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

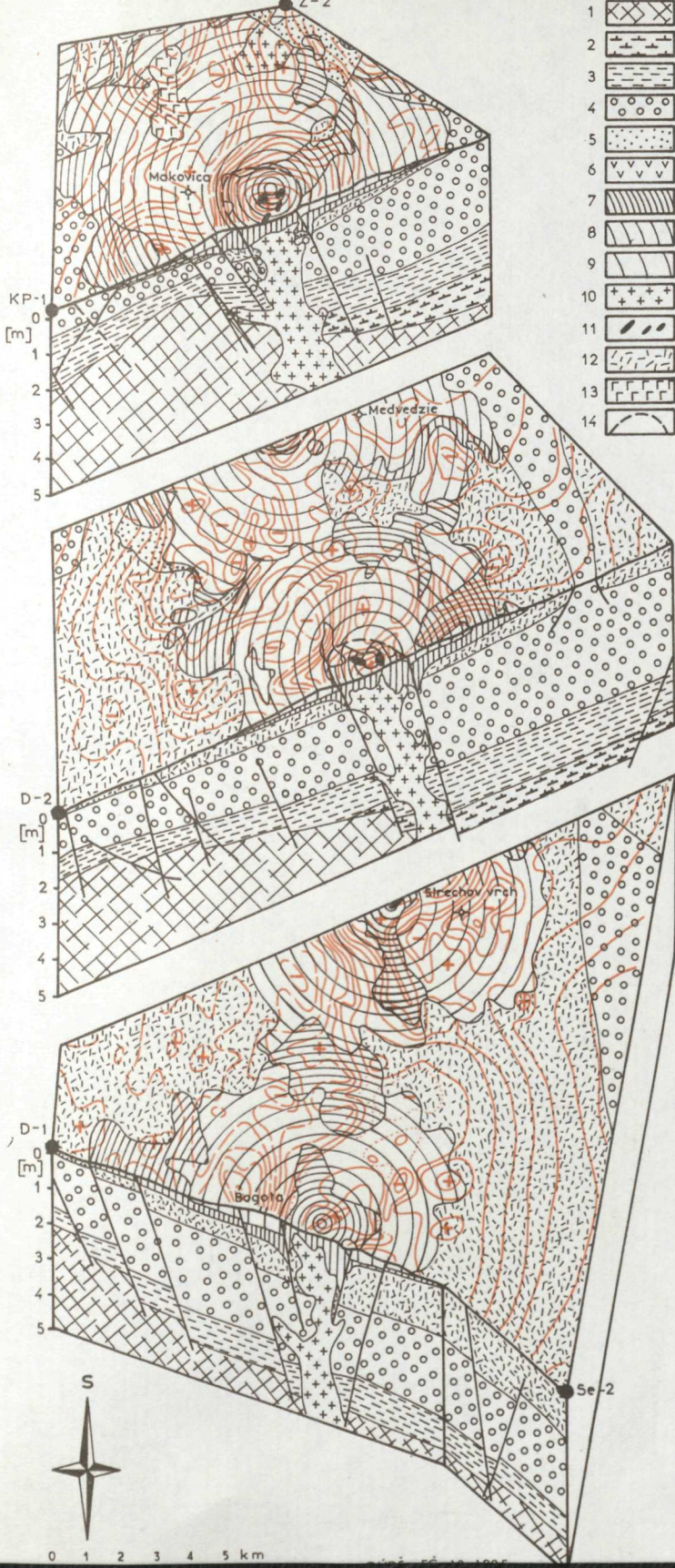




Obr. 8 Blokdigram vulkanických aparátov Vihorlatu, zostavený na základe interpretácie geofyzikálnych polí, s použitím podkladov Z. BACZO (1979), doplnený o izolínie ťažových anomálií.

1 — mezozoikum, 2 — bradlové pásmo, 3 — flyš, 4 — centrálnokarpatský paleogén, 6—9 — prvá intermediárna vulkanická formácia, 6 — kráterové a prikráterové andezitové aglomeráty, 7 — dvojpyroxenické andezity až andezito-bazalty, 8 — leukokrátny kyslý andezit až andezit dacit (pňovitě, žilné a kupolovité telesá), 9 — augiticko-hyperstenický andezit, 10—12 — tretia intermediárna vulkanická formácia, 10 — dvojpyroxenické andezity, 11 — dioritový porfyrít (predpokladaný na základe výsledkov gravimetrie) 12 — augitický andezit, 13 — sekundárne kvarcité, 14 — štvrtá intermediárna vulkanická formácia — hyperstenicko-augitický andezit až andezit bazalt, 15 — kvartér, 16 — hranice vulkanotektonickej depresie, 17 — interpretované rozhranie.





- 1 — preterciérne podložie,
- 2 — paleogénne až spod. miocénne sedimenty,
- 3 — karpát,
- 4 — bádén,
- 5 — sarmát,
- 6 — ryolity a ich pyroklastiká (bádén),
- 7 — komplex pyroxenických andezitov — 1. vulk. etapa (vrch. bádén — spod. sarmát),
- 8 — komplex pyroxenických andezitov — 2. vulk. etapa (spod. — stred. sarmát),
- 9 — komplex pyroxen-amfibolických andezitov — 3. vulk. etapa (stred. sarmát),
- 10 — subvulkanické telesá dioritového porfyritu,
- 11 — dakvové a sillové telesá dioritového porfyritu,
- 12 — kvartér,
- 13 — lávové prúdy ryodacitov — 4. etapa (panón?),
- 14 — vulkanotektonická depresia.

Obr. 9  
 Blokdiagramy stavby vulkanických aparátov Makovica, Medvedzie a Bogota, zostavené na základe interpretácie geofyzikálnych polí použitím geol. podkladov M. KALIČIAKA - J. TÓZSERA (1978), doplnené o izolácie ťažových anomálií

- 1 — кварцевый покров
- 2 — известняк
- 3 — известняк с раковинами
- 4 — известняк с раковинами
- 5 — известняк с раковинами
- 6 — известняк с раковинами
- 7 — известняк с раковинами
- 8 — известняк с раковинами
- 9 — известняк с раковинами
- 10 — известняк с раковинами
- 11 — известняк с раковинами
- 12 — известняк с раковинами
- 13 — известняк с раковинами
- 14 — известняк с раковинами



1. Топографический план  
 2. Геологический план  
 3. Геологический план  
 4. Геологический план  
 5. Геологический план  
 6. Геологический план  
 7. Геологический план  
 8. Геологический план  
 9. Геологический план  
 10. Геологический план  
 11. Геологический план  
 12. Геологический план  
 13. Геологический план  
 14. Геологический план

- LUKÁŠOVÁ, R.—MOŘKOVSKÝ, M.—TERESKA, C. 1976: Reinterpretace reflexně-seismického měření z oblastí Bánovců ve východoslovenské neogenní pánvi. Manuskript-archív Geofyzika Brno.
- LUKÁŠOVÁ, R.—MOŘKOVSKÝ, M.—KAŇOVÁ, M.—SOUKANÍK, K.—JIHLÁVEC, F. 1980: Zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v r. 1979. Manuskript-archív Geofyzika Brno, 1—93.
- MERLIČ, B. V.—SPITSKOVSKAJA, S. M. 1965: Osobnosti neogenovogo magmatizma glubinných rozlamov Zakarpatja. Geol. sbor. Lvovsk, Geol. ob.—va, 1965, Moskva, 9, 55—68.
- MOŘKOVSKÝ, M. 1971: Geneze a funkce močáranského zlomového pásma a jeho význam pro akumulace živíc ve východní části východoslovenské neogenní pánve. ZGV — Západné Karpaty, 14, 33—67.
- MOŘKOVSKÝ, M.—ADAMOVSKÝ, L.—HROMEČ, J.—JIHLÁVEC, E.—NOVÁK, J.—PETRIK, A. 1973: Seismický průzkum východoslovenské neogenní oblasti v roce 1972. Zpráva Geofyziky n. p. Brno, Archív Geofyzika n. p. Brno.
- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleo-prúdovým systémom. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NĚMEC, F. 1973: Poznatky o geologické stavbě autochtonního podloží východoslovenského flyše a okolí. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ORLICKÝ, O.—PAGÁČ, P.—SLÁVIK, J. 1970: Paleomagnetism of vulcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. zbor. 21, 1, Bratislava, 153—166.
- ORLICKÝ, O.—MUŠKA, P. 1975: Paleomagnetizmus v Karpatoch. Záverečná správa. Geofond, Bratislava.
- PLANČÁR, J.—FILO, M.—ŠEFARA, J. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, sér. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- POSPÍŠIL, L. 1979: Projev intruzí dioritového typu v tíhovém a magnetickém poli. Geologický průzkum č. 5.
- POSPÍŠIL, L.—KALIČIAK, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane (Slánske vrchy). Mineralia slov., 11, 2, Bratislava.
- POSPÍŠIL, L. 1980a: Herlianska elevácia podložia. Mineralia slov., 12, 2, Bratislava, 1—164.
- POSPÍŠIL, L. 1980b: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. Mineralia slov., 12, 5, Bratislava, 421—440.
- POSPÍŠIL, L.—TKÁČ, J. 1980: Stavba sedimentárno-vulkanického komplexu Slánskych vrchov. Zb. prác zo seminára: „Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát“, Zvolen, 7.—9. 10. 1980, 113—118.
- POSPÍŠIL, L.—BODOKY, T. 1981: Charakteristika hlbinej stavby a neogénny magmatizmus v oblasti transkarpatskej depresie. Mineralia slov., 13, 4, Bratislava, 325—335.
- POSPÍŠIL, L. 1981: Perspektívne metalogenetické štruktúry v oblasti východoslovenských neovulkanitov. Zb. referátov IV. Slovenskej geologickej Konferencie, Bratislava, Slov. geol. úrad — Dom techniky, zv. 4, sek. 06, Geológia a surovinové zdroje neovulkanitov, 241—244.
- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predterciérne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká-1). Geol. Práce, Spávy 61, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 211—218.
- SLÁVIK, J.—TÖZSÉR, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zborn., Bratislava, 23—52.
- SLÁVIK, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu a pozícia tejto oblasti v neoeurope. Manuskript-Geofond Bratislava, 1—341.
- SLÁVIK, J.—BAGDASARIAN, G. P.—KALIČIAK, M.—TÖZSÉR, J.—ORLICKÝ, O.—VASS, D. 1976: Radiometrickéjke vozrasty vulkanických porod Vigorlata, Slanskich gor, Mineralia slov., 8, Bratislava, 319—334.
- UHMANN, J. 1962: Výskum hustôt hornín ČSSR, Geofond Bratislava, 1—54.
- UHMANN, J.—PICOVÁ, E. 1977: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Prešov-1, Geofond, Bratislava.
- VASS, D.—TÖZSÉR, J.—BAGDASARIAN, P.—KALIČIAK, M.—ORLICKÝ, O.—ĐURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov, 77—88.
- WEIN, G. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlatá. Általános Földtani Szemle, No. 11, Budapest, 5—34.

## On Structure of East-Slovakian Neovolcanic Rocks and their Basement

### Summary

The collection and analysis of data on the density- and magnetic properties of rocks in the East-Slovakian neovolcanites resulted in objective information for the interpretation of geophysical fields, first of all of gravitational and magnetic.

A comparison of physical rock properties of the East-Slovakian neovolcanites to analogous properties in the Central-Slovakian neovolcanites (L. HUSÁK—M. STRÁNSKA 1980) shows that volcanogenic rocks of the East-Slovakian neovolcanites have lower values of magnetic (Fig. 4) and density parameters.

During geophysical research in the East-Slovakian Neogene and neovolcanites, we detected some new significant boundaries and confirmed the known fault systems (for example J. ČVERČKO 1977, P. GREČULA et al. 1977). The Trebišov-Trhovište and the Močarany-Topľa fault systems delimitating the Prešov-Sečovce—Kráľovský Chlmec graben structure (L. POSPÍŠIL—M. KALIČIAK 1979) are the principal fault systems. In the southern part of the area we have interpreted another boundary associated with outcrops of magmatic matter (most likely ultrabasic rocks L. POSPÍŠIL—T. BODOKY 1981). On the NW—SE boundaries the Humenné—Užhorod Mesozoic elevation disintegrated into several variably subsided blocks. There is the Choňkovo depression where according to our interpretation the basement depths surpass the 1000 m isohypse.

Among the interpreted vertical boundaries (Fig. 7) most intensive are those delimitating vertical elevations in the basement of the Slánske vrchy and the Vihorlatské vrchy hills, associated with feeding centres of volcanic structures.

Discontinuities "i" and "j" (Fig. 7) occupy a particular position in the tectonic plan of the area of interest. The N—S "i" discontinuity is a gravity gradient where the correlation of all NE—SW boundaries gets lost. The discontinuity may be interpreted as the zone of break off and of subsidence of the eastern part of the West Carpathians. The "j" discontinuity was revealed by the interpretation of the pre-Tertiary basement relief and manifested itself in magnetic and gravity anomalies. It was N—E oriented. If the interpretation of the mantle intrusion (L. Pospíšil, 1980) delimited by deep-reaching discontinuities is admitted, the quoted fault systems served most likely to the ascent of magma.

Basing on gravitational effects of the Tertiary filling (Fig. 6) obtained by separating off the influence of the presumable mantle intrusion, we have determined the depth relations of the density boundary of sedimentary filling/pre-Tertiary basement (Fig. 7), representing the East-Slovakian part of the Trascarpathian depression as a graben structure. It is proved that only the northern part of the basement extends beneath volcanites of the Slánske vrchy mts. The southern part of the graben in the NW directions terminated by the vertical Herľany elevation (L. POSPÍŠIL 1979) which is likely to have influenced distribution of volcanic structures of the Slánske vrchy hills. An analogous vertical segment is represented by the Jovsan elevation in the basemen of the Vihorlat volcanites. It is likely that the Choňkov depression extends behind the Jovsa elevation and terminates on the Stakčín fault (B. LEŠKO—M. MORKOVSKÝ 1975).

The greatest basement depths are interpreted and indirectly proved by drilling in the area of the Vranov, the Sečovce depressions, and especially in the central depression where they are up to more than 5000 m. Centres of volcanic structures in the Slánske- and the Vihorlatské vrchy hills and in the southern parts of the East-Slovakian lowland are on the margins of the most subsided parts of the graben structure.

### Explanations of the Text-figures

Fig. 1 Vertical course of densities in boreholes in East-Slovakian neovolcanites. Complemented according to M. ELIÁŠ—J. UHMAN (1968), E. KLAŠKOVÁ et al (1978), J. UHMAN—E. PÍCHOVÁ (1977).

Fig. 2 Vertical course of densities in boreholes in wider surroundings of East-Slovakian neovolcanites.

Fig. 3 Vertical course of magnetic properties in boreholes in East-Slovakian neovolcanites. NRMP — dimensions of natural remanent magnetic polarization,  $\kappa$  — dimensions of magnetic susceptibility.

Fig. 4 Comparison of magnetic properties of rocks of Central-Slovakian and East-Slovakian neovolcanites,  $\kappa$  — dimensions of magnetic susceptibility. NRMP — dimensions of natural remanent magnetic polarization.

Fig. 5 Map of vertical density boundaries complemented with trends of gravity structures.

Fig. 6 Map of gravity effect of Tertiary filling.

Fig. 7 Structural-tectonic scheme of wider surroundings of East-Slovakian neovolcanites (Isolines show absolute depths of pre-Tertiary basement).

Fig. 8 Blockdiagram of volcanic structures of Vihorlat, based on interpretation of geophysical fields. The base by Z. BACZO (1979) is complemented with isolines of gravity anomalies.

1 — Mesozoic, 2 — Klippen Belt, 3 — Flysch, 4 — Central-Carpathian Paleogene, 6—9 first intermediary volcanic formation, 6 — crater- and near-crater andesite agglomerates, 7 — bipyroxenic andesites and andesite-basalts, 8 — leucocrate acid andesite and andesite-dacite (stock-like, vein- and domal bodies), 9 — augitic-hypersthene andesite, 10—12 third intermediary volcanic formation, 10 — bipyroxenic andesites, 11 — diorite porphyrite (presumed on the basis of gravimetric results), 12 — augitic andesite, 13 — secondary quartzites, 14 — fourth intermediary volcanic formation — hypersthene augitic andesite and andesite-basalt, 15 — Quaternary, 16 — boundaries of volcanotectonic depression 17 — interpreted boundary.

Fig. 9 Blockdiagrams of structure of volcanic structures Makovica, Strechov and Bogota, based on interpretation of geophysical fields and on geological base of M. KALIČIAK—J. TÖZSÉR (1978), complemented with isolines of gravity anomalies.

1 — pre-Tertiary basement, 2 — Paleogene to Lower Miocene sediments, 3 — Karpatian, 4 — Badenian, 5 — Sarmatian, 6 — rhyolites and their pyroclastic material (Badenian), 7 — complex of pyroxenic andesites — 1st volcanic epoch (Upper Badenian — Lower Sarmatian), 8 — complex of pyroxenic andesites — 2nd volcanic epoch (Lower — Middle Sarmatian), 9 — complex of pyroxene-amphibolic andesites — 3rd volcanic epoch (Middle Sarmatian), 10 — subvolcanic bodies of diorite porphyrite, 11 — dyke and sill bodies of diorite porphyrite, 12 — Quaternary, 13 — rhyodacite lava flows — 4th volcanic epoch (Pannonian?), 14 — volcanotectonic depression

Fig. 1 Vertical course of densities in sections in East Slavonic mountains. Comparison according to H. Křížek & D. Čížek (1965), J. Štámplová et al. (1976), J. Džuráň & J. Čížek (1977).

On Structure of East-Slovakian Neozoic Rocks and their Neotectonic Development in Relation to the Tethyan Geotectonic System. In: *Journal of Geology*, Bratislava, 1975, 1, 1-10.

The structure of the East-Slovakian mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system. The structure of the mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system.

The structure of the East-Slovakian mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system. The structure of the mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system.

Among the neotectonic faults, the most important are the faults of the East-Slovakian mountains. The structure of the mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system.

Having examined the results of the tectonic development of the East-Slovakian mountains, we have determined the main tectonic boundaries of the East-Slovakian mountains. The structure of the mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system.

The greatest tectonic depths are observed and indicated by the distribution of the East-Slovakian mountains. The structure of the mountains is determined by the tectonic development of the Tethyan geotectonic system.

### References of the Footnotes

Fig. 1 Vertical course of densities in sections in East Slavonic mountains. Comparison according to H. Křížek & D. Čížek (1965), J. Štámplová et al. (1976), J. Džuráň & J. Čížek (1977).

Fig. 2 Vertical course of densities in boreholes in wide sections of East-Slovakian mountains.



## **Západné Karpaty**

séria

***geológia 10***

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1985

Vedecký redaktor : RNDr. Ján Gašparik, CSc.

Zodpovedná redaktorka : Irena Bročková

Jazyková redaktorka : Alena Pániková

Technická redaktorka : Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., Svornosť v roku 1985. 1. vyd., 650 ks. Tem skup. 03/9. Povol. SÚKK 1997/I-1984.

Rozsah AH 18,25, VH 18,55

Cena brož. Kčs 31,—