GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 22

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1961

1 B 19 a

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica

19.501/65

1025/61

OBSAH

1. Dlabač M.: Příspěvek k řešení některých otázek akumulace nafty a plynu ve starším miocénu na území vnitroalpské Vídeňské pánve 5
2. Beňo J.: Poznatky z mineralogicko-geochemického výskumu ložiska Mních v Rožňavskom Bystrom 35
3. Václav J.: Predbežná zpráva o štruktúrne-geologickom a metalogenetickom výskume oblasti JZ od Švedlára 51
4 Began — Kantorová: Krieda bradlového pásma Považia v území Púchov—Bošácka dolina 69
5, Salaj J.: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát 83
6. Kochanová M.: Niekoľko paleontologických lokalít spodného liasu z oblasti Čierneho vrchu pri Čiernej Lehote v Strážovskej hornatine 99
7. Mísař — Hanzlík: Geologické a hydrogeologické poměry mezi Jasenskou a Bukoveckou dolinou na jižním svahu Nízkých Tater 127
8. Biely A.: Predbežná zpráva o geologickom výskume v Tribečskom pohorí . . . 139
9. Klír S.: Rudní obvod u horního města Nové Baně na Slovensku 147
10. Cicha I.: Nástin korelace tortonu v pánvích Paratethydy 167
11. Kullman E.: Vápencovodolomitické komplexy a ich vzťahy k podzemným vodám 189
12. Orvan J.: Nové poznatky o hydrogeologických pomeroch štvrtohorných riečnych náplavov niektorých lokalít v údoliach JV Slovenska 199

INHALT

1. Dlabač M.: Beitrag zur Lösung einiger Probleme der Akkumulation von Erdöl und Erdgas im älteren Miozän auf dem Gebiet des Inneralpinen Wiener Beckens . . . 5
2. Beňo J.: Einige Erkenntnisse aus dem mineralogisch-geochemischen Studium der Lagerstätte Mních in Rožňavské Bystré 35
3. Václav J.: Vorläufiger Bericht über die struktur-geologischen und metallogenetischen Untersuchungen im Gebiet SW von Švedlár 51
4. Began — Kantorová: Kreide der Klippenzone des Váh-Tales im Abschnitt Púchov—Bošáca-Tal 69
5. Salaj J.: Einige neuen stratigraphischen Kenntnisse aus der Kreide der inneren Klippenzone von Westkarpaten 83
6. Kochanová M.: Einige paläontologische Unterlias-Lokalitäten aus dem Gebiet von Čierny vrch bei der Gemeinde Čierna Lehota im Gebirge Strážovská hornatina . . . 99
7. Mísař — Hanzlík: Geologische und hydrogeologische Verhältnisse zwischen dem Jasenská und Bukovecká-Tal am Südhang der Niederen Tatra 127
8. Biely A.: Vorläufiger Bericht über die geologische Untersuchung im Gebirge Tribeč 139
9. Klír S.: Erzgebiet von Nová Baňa in der Slowakei 147
10. Cicha I.: Versuch einer Korrelation des Tortons in den Becken der Paratethys . . 167
11. Kullman E.: Kalkdolomitische Komplexe und ihre Beziehung zu den Grundwässern 189
12. Orvan J.: Neue Erkenntnisse über die hydrogeologischen Verhältnisse der qaurtären Flussanschwemmungen einiger Lokalitäten in den Tälern der SO-Slowakei . . . 199

MIKULÁŠ DLABAČ

PŘÍSPĚVEK K ŘEŠENÍ NĚKTERÝCH OTÁZEK AKUMULACE NAFTY A PLYNU VE STARŠÍM MIOCÉNU NA ÚZEMÍ VNITROALPSKÉ VÍDEŇSKÉ PÁNVE

Úvod

Na rozdíl od sarmatu a tortonu (M. D l a b a č, 1956) zpracovávali helvet a burdigal již někteří autoři, zejména v oblasti hodonínsko-gbelské hrástě (V. Š p i č k a, 1956), při čemž se určitá pozornost věnovala také otázkám všeobecné naftové geologie. Pokud jsem v naftové geologii viděl svůj úkol kromě samostatného zpracování také v kritickém zhodnocení prací dřívějších autorů, převzal jsem ve stratigrafii pojetí T. B u d a y e, (1956), ke kterému nemám připomínek. V oboru regionální geologie uvádím v této práci jenom ojedinělé doplňující poznatky, většinou rázu tektonického.

Zpracováním naftově-geologických poměrů v helvetu a burdigalu doplňujeme rozbor ložisek a akumulačních možností pro naftu a plyn v československé části Vídeňské pánve. Nejprve byla zpracována nafto-plynonosnost vlastní pánve se sedimentární výplní mladšího miocénu a pliocénu (M. D l a b a č, 1956) a v druhé etapě se hodnotí ložiska a souvrství, která patří již k podkladu pánve, a to jak staršího miocénu tak i paleogénu.

Za přípravu podkladů a spolupráci děkuji V. Mořkovské.

Stručný přehled geologie a naftovnosti

Souvrství, o jejichž naftonosnosti v této práci pojednáváme, nepatří k neogenní výplni Vídeňské pánve, ale přítomnost nafty a plynu zde z velké části podmiňuje jejich zakrytí sedimenty středního a svrchního miocénu vlastní pánevní výplně. Horniny magurského flyše i spodního a svrchního burdigalu a svrchního helvetu vycházejí na okraji vnitroalpské Vídeňské pánve na povrch. Akumulace nafty a plynu byly však v takových místech zjištěny jenom ve flyšových horninách *račanské i bělokarpatské jednotky*. Sedimenty helvetu a burdigalu na okraji a v okolí Vídeňské pánve mají buď příliš malou mocnost nebo nevhodný lithologický vývoj pro vznik nafty a plynu. Jen v přímém východním sousedství mladšího miocénu v oblasti unínské, senické a lakšárské jsou zachovány větší mocnosti sedimentů staršího miocénu, jejichž naftonosnost a plynonosnost není doposud objasněna.

Z hornin v podloží neogénu přicházejí pro výskyt ložisek nafty a plynu v úvahu jedině

horniny magurského flyše, které tvoří převážnou část podkladu (příkrov magurský). Jenom v nejzápadnější části pánve se několika vrtbami v lednické oblasti navrtaly horniny ždánického flyše. Z magurského flyše byly pod pánví identifikovány horniny bělokarpatské a račanské jednotky. Geologické poměry flyše pod pánví zpracoval souborně Z. Stráník (1956).

Ve starším miocénu rozlišujeme v dalším svrchní helvet, svrchní burdigal a spodní burdigal, podle členění T. Budaye (Buday — Cicha, 1956).

Svrchní helvet se člení podle T. Budaye — I. Cíchy (l. c.) na čtyři pásma. Největší rozlohu a transgresivní charakter má třetí pásmo.

Rozlišení těchto pásem ve svrchním helvetu je možné jedině v severní části pánve. V jižnější části v oblasti Lábu a Vysoké byly pod tortonem, stejně jako v sousedící části Rakouska, navrtané vrstvy s chudou, převažně ostrakodovou mikrofaunou.

Svrchní burdigal se člení na basální slepenec a vyšší slínito-jílovité vrstvy, které jsou nám známé jako „šlír". Další mikropaleontologické členení šlíru nenašlo doposud širšího uplatnění.

Spodní burdigal je mimo výchozy v SV okraji pánve a dále podle bradlového pásma a Brezovského pohoří znám z hlubinných vrtů jen ze skupiny vrtů na hodonínsko-gbelské hrásti v oblasti lužické, jednak z ojedinělých vrteb v oblasti Moravské Nové Vsi a u Petrové Vsi.

Mezi spodním burdigalem, svrchním burdigalem a svrchním helvetem i v podloží a nadloží těchto souvrství jsou stratigrafické hiáty, spojené téměř vždy s angulárními diskordancemi. Ve svrchním helvetu má třetí pásmo transgresivní charakter, spojený se vznikem slepence. V hlubších částech pánve však nelze místy vyloučit mezi prvním a čtvrtým pásmem normální vrstevní sled.

Pod mladším miocénem Vídeňské pánve jsou nafto- a plynonosné horniny svrchního helvetu i svrchního a spodního burdigalu. Zatím co ve svrchním burdigalu je naftonosnost rozšířena téměř stejnoměrně po celém souvrství, ve svrchním helvetu převládá naftonosnost třetího pásma.

Ve spodním burdigalu byla doposud prokázána jen nepatrná množství nafty a plynu v oblasti lužické a u Petrové Vsi.

Ve flyši pod neogénem byly zjištěny příznaky nebo menší akumulace nafty téměř ve všech navrtaných oblastech.

Nafta a plyn ve svrchním helvetu

(Připomínky ke geologii svrchního helvetu)

Při srovnání elektrokarotážních diagramů třetího pásma svrchního helvetu je v první řadě pozoruhodná jistá litologická nestálost v tomto pásmu, a to vzhledem k rozložení písčitosti. Na příklad v týnecké oblasti převládají v pásmu slínité jíly s ojedinělými vložkami písku a jenom ve spodní části jsou vyvinuty t. zv. týnecké písky. Na vzdálenost cca 6 km v oblasti Kúty se charakter PS křivky v tomtéž, mikropaleontologicky indentifikovaném souvrství naprosto mění a v celém pásmu převládají písky nad slínitými jíly. Cca 2,5 km dále k východu v oblasti gbelské písčitosti opět (podle PS křivky) ubývá, i když některé charakteristické obzory jsou podle elektrické karotáže korelovatelné, takže o identičnosti souvrství nelze pochybovat. Ještě intensivnější úbytek písčitosti je patrný dále k západu od oblasti Gbely u vrtby Petrová Ves 1, na vzdálenost 3 a 5 km.

U vrteb těchto oblastí (které ovšem neprovrtaly celé pásmo) je PS křivka téměř přímočará s nepatrnými výchylkami v místech, která lze korelovat s výraznějšími porovitostními obzory z oblasti Kúty a Gbely.

V každém případě laterálně i vertikálně nerovnoměrné rozložení písčitosti svědčí o poměrně rychlé sedimentaci se značným přínosem materiálu z pevniny, pravděpodobně z různých směrů.

Z mapy mocnosti svrchního helvetu, přestože předtortonská denudace značně ovlivňuje dnešní mocnost, je ve zpracovávaném území přece patrný určitý rozdíl při srovnání mocností svrchního burdigalu, a to jak v rozloze tak zejména ve směru a průběhu osy bývalých sedimentačních pánví. Pokud ve svrchním burdigalu jsou největší mocnosti v severní části hodonínsko-gbelské hrástě a osa pánve měla podle mocnosti sedimentů směr V—Z nebo SSZ—JJV, ve svrchním helvetu se místo největších mocností přesunulo k jihu, kde i v mladším miocénu jsou již větší mocnosti sedimentů.

O střední části pánve nelze podle map mocnosti činit konečné závěry. Je však patrné přibývání mocnosti od spojnice Týnec — Petrová Ves k jihu.

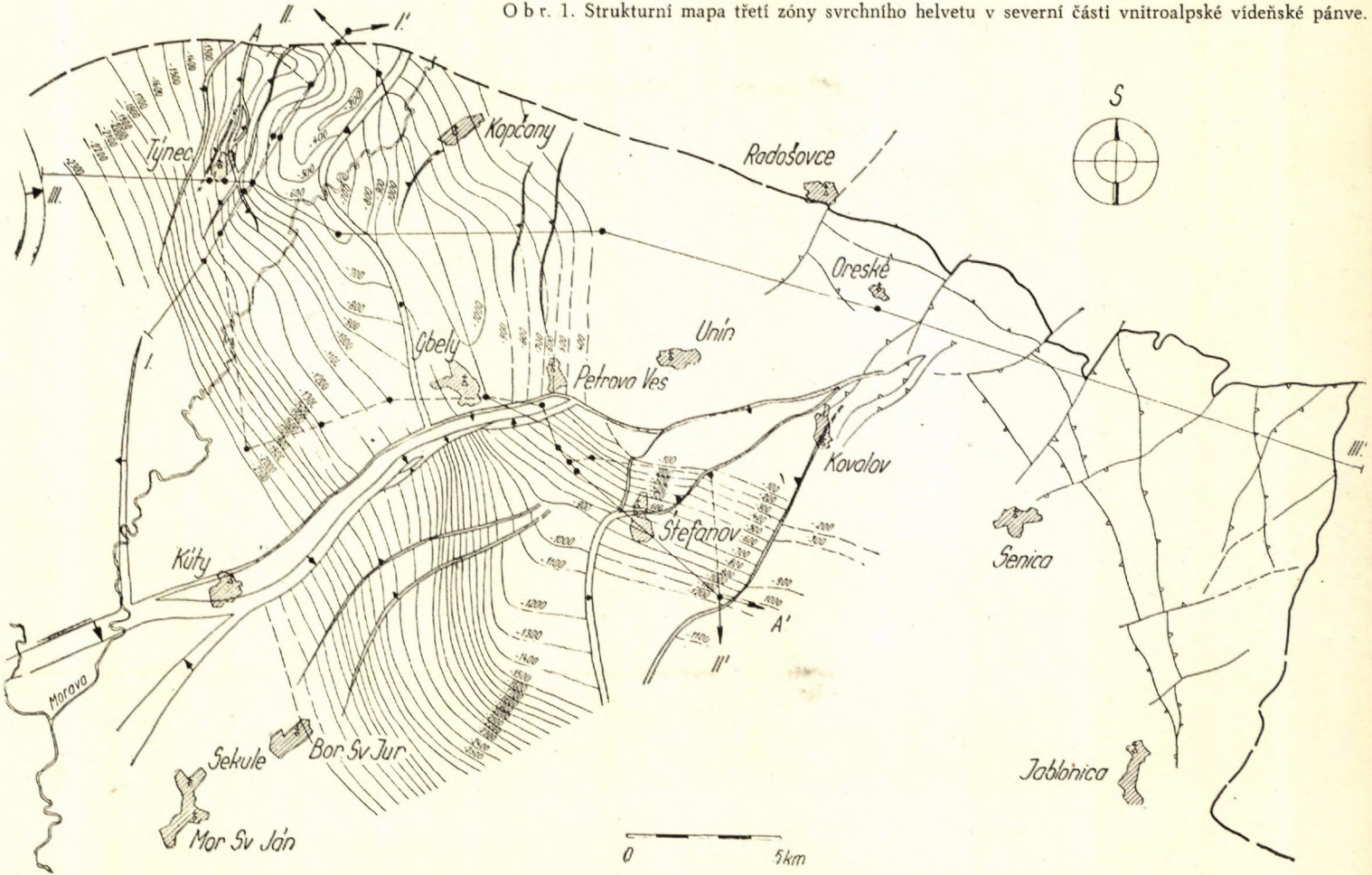
Z hlediska tektoniky je pozoruhodný veliký rozdíl v mocnosti svchního helvetu (třetího pásma) u vrtby Petrová Ves 1 proti mocnosti téhož souvrství v přilehlé části těžebního pole. Je nutno předpokládat, že zlom oddělující obě kry vznikl a nejintensivněji působil v době mezi usazením svrchního helvetu a svrchního tortonu, případně počal působit již ve svrchním helvetu. Ve svrchním tortonu a sarmatu činnost zlomu v těchto místech již vyznívala. Také ještě před usazením svrchního tortonu musel být povrch helvetu intensivně denudovaný, takže třetí pásmo bylo po obou stranách zlomu zarovnáno. Hlubší zlom, který odděluje spodní burdigal a svrchní helvet, možno považovat za pokračování nebo ukončení zlomu svatojánského. Naproti tomu vyšší protiklonný zlom (s úpadem k západu) by v těchto místech byl mladší. Jde tu zřejmě o pokračování zlomu ze systému farských zlomů.

Podmínky pro genesi a akumulaci nafty a plynu ve svrchním helvetu.

K zjištění podmínek pro *vznik nafty a plynu ve svrchnohelvetských sedimentech* máme poměrně málo podkladů. Můžeme zhodnotit jen vztahy k sedimentačnímu prostředí, k litologickému vývoji souvrství, k mocnosti a rozloze svrchního helvetu a konečně k přítomnosti a množství živičných stop a projevů.

Vzhledem k množství *organické hmoty* mořského původu a k organickým látkám, které při rychlém zanášení poměrně malé sedimentační pánve a pri klimatických poměrech v helvetu byly nesporně přinášeny z pobřeží, byly zde vhodné podmínky pro vznik nafty a plynu.

Z jednotlivých pásem se jeví pro genesi nafty jak co do organických zbytků tak i litologicky nejvhodnějším t. zv. třetí pásmo, ve kterém Buday — Cícha (1956) uvádí „nejbohatší mořskou mikrofaunu z burdigalu a helvetu".



Obr. 1. Strukturní mapa třetí zóny svrchního helvetu v severní části vnitroalpské vídeňské pánve.

Ve čtvrtém pásmu je pak patrné ochuzení mikrofauny, při čemž T. Buday (1. c.) uvádí, že tu jde o kvantitativní ochuzení společenstev a zakrnění druhů, nikoliv však o rozvoj brakických dírkovců. Podle charakteru sedimentace, zejména pestrých vrstev, kterými je sedimentace ukončena, tu jde zřejmě o rychlé zanesení pánve. Sedimenty čtvrtého pásma svrchního helvetu nutno označit za méně vhodné pro genesi nafty než sedimenty spodnějších pásem.

Celý komplex hornin třetího pásma, včetně většiny písků, můžeme vzhledem k jejich slínitosti považovat za vhodný po vznik nafty. U pelitických sedimentů jde více méně o písčité, slínité jíly. Pro první pásmo, pokud je možné je oddělit od pásma třetího, platí tatáž kritéria. U čtvrtého pásma jsou i tyto podmínky pro genesi nafty nesporně méně vhodné než u obou nižších pásem.

Jelikož osa (nejhlubší místa) svrchnohelvetské pánve probíhá jižněji než osa svrchnoburdigalské prohlubně, jsou jediná známá naležiště Petrová Ves a Tvrdonice na severním úbočí (zmenšování mocnosti). Z tohoto hlediska by zde dostačovala mocnost sedimentů pro vznik nafty. Maximální zjištěná mocnost třetího pásma je přes 800 m. V místech dnes těženého ložiska Petrová Ves je mocnost třetího pásma od 0 do 400 metrů.

Podle množství projevů nafty i plynu by bylo nutné řadit svrchní helvet až za svrchní burdigal, ale před sedimenty mladší výplně vlastní Vídeňské pánve. I když si uvědomujeme, že množství projevů v hlubinných vrtbách určitého souvrství bývá ovlivněno způsobem vrtání a počtem odebraných vrtních vzorků, je přece pozoruhodné, že největší počet projevů byl zjištěn ve třetím pásmu v oblasti Moravské Nové Vsi a Petrové Vsi. Nápadné je naopak malé množství projevů ve čtvrtém pásmu.

Z uvedených geologických kritérií soudíme, že svrchnohelvetské sedimenty, a to zvláště třetího pásma, v porovnání s ostatními neogenními sedimenty v oblasti Vídeňské pánve plně vyhovují požadavkům, kladeným na matečné horniny pro naftu a plyn.

Pro laterální migraci jsou ve svrchním helvetu zcela omezené možnosti. V tomto směru by přicházely v úvahu jenom týnecké písky v oblasti hodonínsko-gbelské hrástě. Vzhledem k jejich čočkovitému vývoji (V. Špička, 1956) je nelze vůbec označit za dopravní vrstvu. Stálejší vývoj vzhledem k možné boční migraci má basální svrchnohelvetský písek struktury Petrová Ves. U tohoto písku se však zatím ještě nezjistilo větší plošné rozšíření. U obou těchto oblastí není rozloha ani faciální vývoj písku dostačující, aby se v něm vzniklé pasti naplnily jen laterální migrací.

Při litologickém charakteru svrchního burdigalu, jeho intensivní naftonosnosti (zvláště v oblasti Moravské Nové Vsi), při angulární diskordanci mezi svrchním burdigalem a svrchním helvetem a konečně při možnosti vertikální migrace po puklinách, o které v dalším ještě pojednáme, je nutno připustit také možnost naplnění pastí ve svrchnohelvetských basálních píscích ze svrchního burdigalu.

Pro *svrchnohelvetský původ nafty* svědčí okolnost, že ve stejné míře jako basální písek jsou naftonosné také vyšší písky všude tam, kde vznikly vhodné pasti.

Jako pro jiné neogenní stupně a souvrství Vídeňské pánve platí také pro svrchní helvet závislost, *že ve všech pastích vznikly akumulace nafty (nebo plynu).*

Pro vznik ložisek přichází v třetím pásmu v úvahu v první řadě basální písky, dále vyšší, většinou čočkovité písky a konečně písky ve svrchní části souvrství. Utěsnění těchto písků pak může být faciální, zlomové nebo u diskordantní plochy s tortonem.

Porovnáme-li strukturní mapu, sestrojenou na basi třetího pásma (obr. 1) s mocností helvetu, vystupují výrazně *hodonínsko-gbelská hrást a štefanovská elevace.* Je zajímavé, že u hodonínsko-gbelské hrástě v oblasti týnecké nebyly nikde zjištěny akumulace v týneckých píscích v místech, kde tyto jsou diskordantně odříznuty (těsněny) tortonem. Vzhledem k velkému počtu vrtů ve vrcholové části nelze v tomto území již očekávat nalezení takových ložisek. Nedostatek pastí se zde může vysvětlit nejlépe komunikací týneckých písků přes zlomovou plochu hodonínsko-gbelského zlomu se spodnosarmatskými písky pokleslé kry.

Pasti tohoto charakteru však, a to spíše u čočkovitě vyvinutých písků, můžeme očekávat buď ve třetím nebo čtvrtém pásmu u obou elevací v nižší strukturní poloze.

Poznatky o některých ložiskách ve svrchním helvetu

Ve svrchním helvetu jsou známá naftová ložiska pouze v oblasti Moravské Nové Vsi a Petrové Vsi. V obou případech jde o písky v třetím pásmu svrchního helvetu, a to vždy v místech, kde třetí pásmo transgreduje přes vrstvy burdigalu.

a) Oblast Moravská Nová Ves — Týnec. Ve svrchním helvetu byly v této oblasti navrtány na basi třetího pásma v t. zv. týneckých píscích zcela malé akumulace nafty.

Charakter pastí zde není doposud jednoznačně vyjasněný. Přes určitou regionální stálost týneckých písků je podle poznatků z tvrdonické oblasti nutno předpokládat, že pasti jsou podmíněny zčásti *litologickými změnami* nádržní horniny.

U tohoto obzoru můžeme poukázat na určitou závislost naftonosnosti na litologickém vývoji písku. V místech, kde je týnecký písek vyvinutý jako souvislý, cca 40 m mocný komplex, se zjistila naftonosnost jenom v nepatrné míře, kdežto těžitelné akumulace jsou tam, kde je rozdělen slínito-jílovitými proplástky *na méně mocné, nestálé polohy písků.* Tento zjev jsme mohli ve Vídeňské pánvi pozorovat také v jiných stupních a je podmíněn zřejmě nedostatkem výrazných, tektonických pastí.

Původ nafty v týneckých píscích můžeme v Týnecké oblasti odvodit nejlépe z podložního svrchního burdigalu. Tento předpoklad podporuje zjištění, že

svrchnohelvetské písky leží většinou přímo na svrchnoburdigalském šlíru s vysokou nafto- a plynonosností tohoto souvrství.

b) Oblast Petrová Ves.

Vrstevní sled oblasti Petrové Vsi tvoří burdigal, svrchní helvet, torton, sarmat a pannon. Svrchní helvet je zde zastoupen třetím pásmem. Přerušení sedimentace bylo zjištěno nebo se předpokládá mezi burdigalem a svrchním helvetem, dále mezi svrchním helvetem a svrchním tortonem, mezi šedým svrchním tortonem a pestrým svrchním tortonem a konečně mezi pannonem a sarmatem. Z těchto hiátů byla zjištěna angulární diskordance mezi burdigalem a svrchním helvetem, mezi helvetem a tortonem a mezi sarmatem a pannonem. Angulární diskordance mezi burdigalem a svrchním helvetem je jen velmi malá (do 5^0) a patrná jenom u některých profilů.

Obzor v basálním svrchnohelvetském písku „2a" je jižním směrem omezen zčásti okrajovou vodou a směrem západním a severním zlomy farského systému a od nich odštěpenými zlomy, jakož i vyslíněním.

U toho obzoru jde o *vrstevní past* v monoklinálně uložených vrstvách, jejíž těsnění do stoupání vrstev však pravděpodobně podmiňuje přítomnost zlomů. Mimo uvedené zlomové těsnění místy nutno předpokládat také těsnění obzoru na diskordantní ploše k tortonu. Přes malou mocnost obzoru se jen zcela ojediněle pozorovalo jeho úplné vyslínění. Z vrtních jader byla z toho obzoru provedena řada záměrů propustnosti, při čemž se vesměs získaly velmi nízké hodnoty, většinou pod 10 md, často též jenom desetiny md.

Nízká propustnost nádržní horniny je hlavním činitelem, ovlivňujícím charakteristické poměry tohoto ložiska.

Z tvaru rozhraní olej — voda a z přítomnosti volné plynové čepice se sníženým tlakem se dá usuzovat o bočním vmigrování nafty do ložiska a jejím postupném odplynění nedokonale těsnícím svrchním okrajem. Uchování nafty pak často podmiňuje špatně propustná nádržní hornina a podélné zlomy.

O původu nafty lze učinit závěr, že past se naplnila *přímo migrací z nad- a podložních pelitických hornin i z těchže hornin směrem do úpadu vrstev.* K podobnému závěru jsme došli také na základě chemického rozboru naft n-d-M metodou (Štaud-Dlabač, 1958).

Pro stanovení *doby akumulace* a *migrace* 2a obzoru máme rovněž poměrně málo kritérií. Vzhledem k tomu, že lze v některých místech připustit možnost utěsnění ložiska na helvetu diskordantně uloženým tortonem, je nutno posunout počátek migrace do *svrchního tortonu až spodního sarmatu.*

O době ukončení akumulačního pochodu možno uvažovat na podkladě nižších tlaků jak v naftové tak i plynové části ložiska proti normálnímu hydrostatickému tlaku ve zvodnělé části, podle rozdílu proplynění (poměru P/O) ve svrchnohelvetském (2a) a svrchnoburdigalském ložisku a případně také podle nerovnoměrného rozhraní voda—olej.

Podle sníženého ložiskového tlaku a nízkého P/O by se mohlo usuzovat, že zde došlo již k ukončení akumulačních pochodů, a že snížení tlaku unikajícími

plynnými uhlovodíky se nenahrazuje nově migrující naftou nebo plynem, vrstevní migrací nebo zmenšováním naftou impregnovaného prostoru postupující okrajovou vodou. Zpomalený postup okrajové vody se dá vysvětlit nízkou propustností nádržní horniny.

Akumulace nafty ve svrchním burdigalu hodonínsko-gbelské hrástě

Poznámky ke geologickým poměrům svrchního burdigalu

Podobně jako u svrchního helvetu uvádíme i zde některé připomínky ke geologickým poměrům, které vyplynuly ze zpracování problémů akumulace.

O existenci mořských proudů v době sedimentace svrchnoburdigalského šlíru svědčí hojně se vyskytující smouhovité pseudovrásnění s mocnými úklony vrstev ve šlíru. V. Špička (1956) analysoval pečlivě změny úklonu vrstev ve šlíru; avšak otázka proudů, a to zejména pokud jde o bližší lokalizaci těchto proudů ve vertikálním profilu, nebo o případné stanovení plošné rozlohy území zastiženého proudy, se ještě blíže nesledovala.

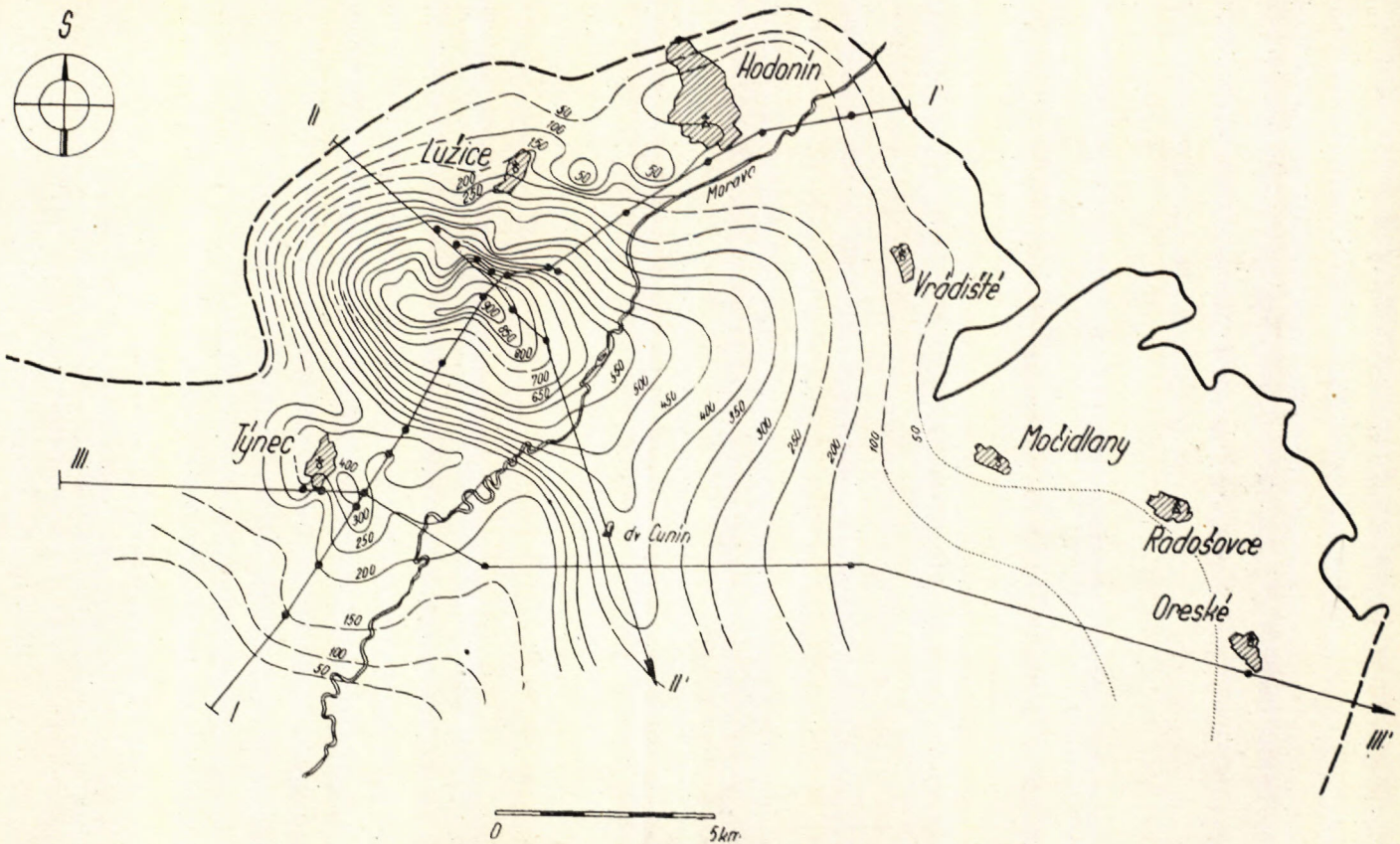
Odlišný genetický charakter než vyšší svrchnoburdigalské písky mají písky ve spodní části svrchnoburdigalského šlíru, většinou jenom několik metrů nad slepencem. Zejména u mocného pískového komplexu ve východní části těšického pole (Těšice-východ) je patrný vztah k reliéfu povrchu flyše, resp. k tvaru povrchu slepence.

Předpokládáme, že zdejší akumulace písku je vázána na zálivovitou prohlubeň, která se jeví ve strukturních mapách povrchu flyše a slepence (obr. 2). Záliv se zřejmě projevoval v době sedimentace uvedeného písku. Při tom ovšem není nutné předpokládat, že písek v době sedimentace tvořil pobřeží; nerovnost mohla být vyplněna pískem také dále od okraje pánve.

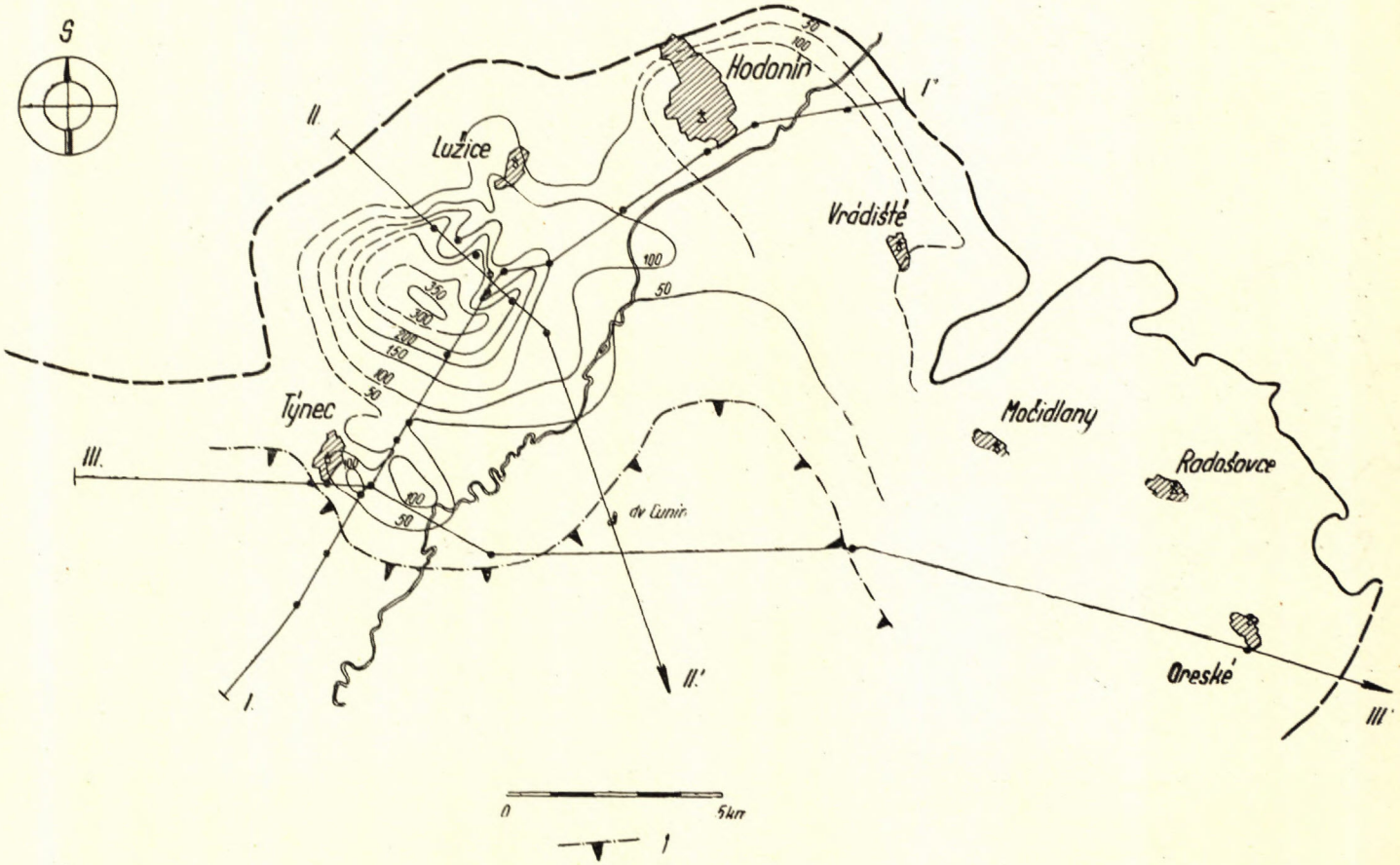
Z hlediska genese je pozoruhodný *basální slepenec* typu *Hodonín-západ* s hojným šlírovým tmelem a nesčetnými ohlazy, které se všech stran obklopují valouny. Podle definice Ju. A. Kosygina (1952) jde tu nesporně o sediment *podmořského sesuvu*. Z různých míst výskytu tohoto typu slepence, i z okolnosti, že na poli Hodonín-západ leží nad flyšovým vrcholem, by bylo možné usuzovat o jeho značné rozloze. Vzhledem k tomu, že sesuv vznikl v době nedlouho po usazení slepence, kdy v hlubších částech pánve již mohla probíhat sedimentace šlírového souvrství, bylo by možné předpokládat, že sesuv vyvolal i ve vrstvách šlíru určité narušení a přemístění, které se může projevovat v jeho *smouhovitém zvrstvení* a pseudovrásnění.

Za účelem rozboru mocnosti svrchnoburdigalských sedimentů a zjištění vztahů k paleotektonice a tím i k migračním a akumulačním poměrům, byly sestrojeny dvě mapy, a to mocnosti basálního slepence (obr. 3) a celého svrchního burdigalu (obr. 4).

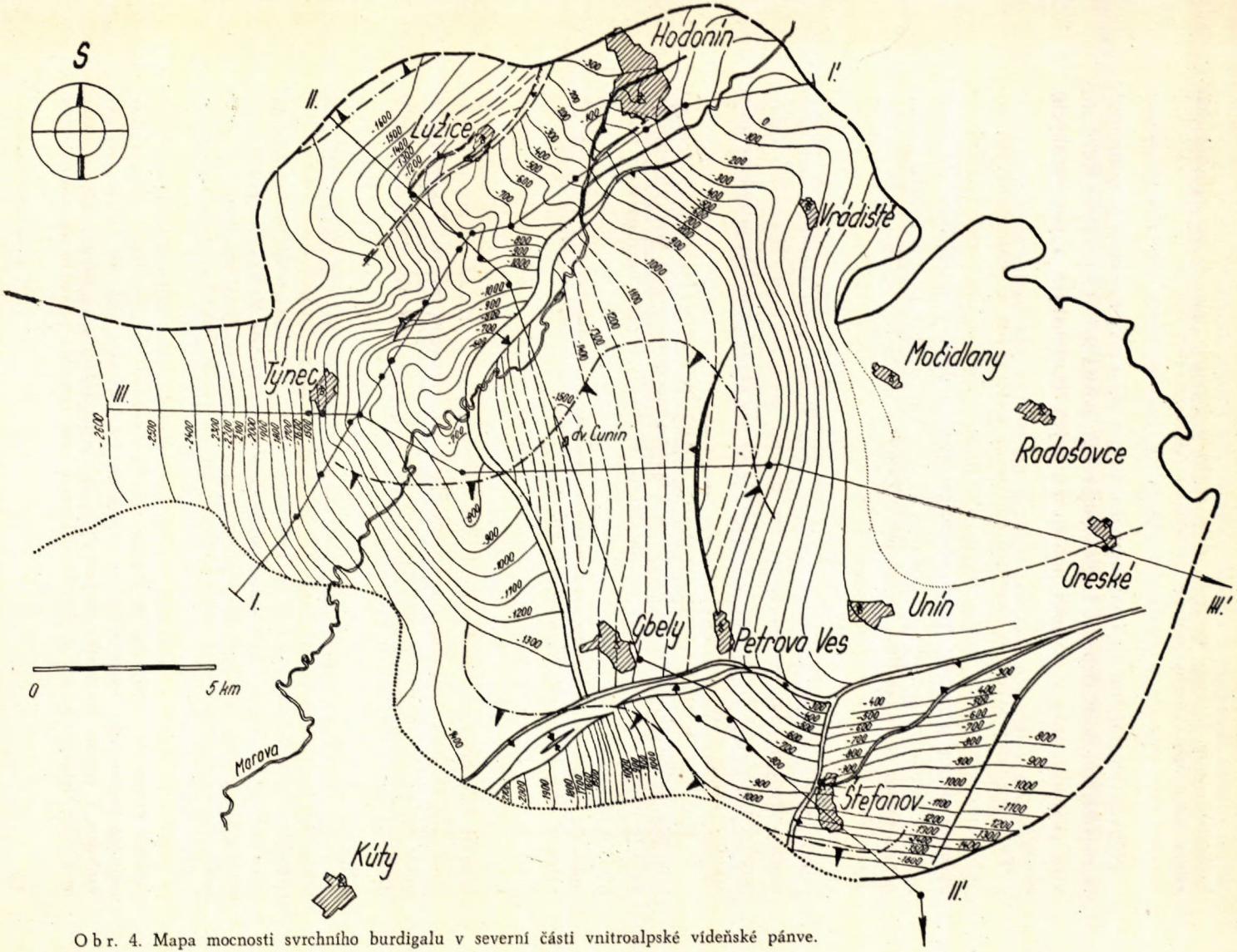
K mapě *mocnosti basálního slepence* (obr. 3) nutno poznamenat, že poskytuje do určité míry skreslený obraz sedimentace, a to vzhledem k okrajovému charakteru slepence a pravděpodobně místnímu laterálnímu zastupování slepence se šlírem zejména směrem do hlubších částí svrchno-



Obr. 2. Strukturní mapa na svrchní hranici svrchněburdigalského basálního konglomeratu (na místech, kde basální konglomerát není přítomen, naznačuje mapa hranici mezi burdigalem a flyšem).



Obr. 3. Mapa mocností basálního konglomerátu ve svrchním burdigalu severní části vnitroalpské vídeňské pánve.



Obr. 4. Mapa mocnosti svrchního burdigalu v severní části vnitroalpské vídeňské pánve.

burdigalské pánve. U mapy mocnosti *celého svrchního burdigalu* (obr. 4) pro paleotektonické závěry nutno brát v úvahu okolnost, že původní (sedimentovaná) mocnost je dnes pozměněna denudací části svrchního burdigalu před sedimentací svrchního helvetu nebo případně tortonu.

Nejpozoruhodnějším regionálním poznatkem z obou map mocností je skutečnost, že největší mocnosti slepence i celého souvrství, pokud to lze z poměrně řídké sítě vrtů posoudit, jsou v místech později vzniklých (tortonských a potortonských) *elevací*.

Tyto poznatky svědčí o naprosté odlišnosti tortonských a posttortonských pohybů oproti pohybům burdigalským. Při bližším rozboru však nelze nazírat na výše uvedenou shodnost svrchnoburdigalských depresí s pozdějšími elevacemi jako na náhodný zjev, ale je vhodnější vidět v tom určitou inverzi reliéfu podmíněnou tektonickou labilitou těchto míst. Zejména narůstání mocnosti svrchnoburdigalského šlíru je u lužické oblasti velmi náhlé, a to na příklad na jednom místě na vzdálenost 500 m o 400 m. I když se zdánlivá intensita narůstání poněkud mírní poburdigalskou denudací, není při litofaciálním vývoji svrchního burdigalu možno předpokládat jen morfologickou depresi před svrchnoburdigalskou transgresí. Působilo zde zřejmě též synsedimentární vklesávání dna během sedimentace, kompensované narůstáním sedimentů.

Ze srovnání strukturní mapy na povrch svrchnoburdigalského slepence (obr. 2) s mapou mocnosti slepence (obr. 3) a s mapou mocnosti celého svrchního burdigalu je patrné, že názor o zachování tvaru reliéfu flyše před burdigalskou transgresí a případně též o zrcadlení tohoto reliéfu v dnešní stavbě se shoduje jen zcela málo se skutečností. V době sedimentace svrchního burdigalu převládal, jak vyplývá z map mocnosti, ještě směr *východo-západní*, který se v potortonské stavbě projevuje již jen u lokálních deformací, jako na příklad u deprese mezi polem lužickým a Mor. Nové Vsi na hodonínsko-gbelské hrásti. Zcela nepatrné nebo lokální deformace svrchnoburdigalských vrstev, jako na příklad elevace pole Hodonín-západ, jsou podmíněny nesporně členitostí flyšového reliéfu. Takové deformace nejsou však patrné ve stavbě vyšších vrstev; jsou již zcela vyrovnány diskordancemi mezi svrchním burdigalem, případně také svrchním helvetem a tortonem.

Při řešení tektoniky i naftově-geologických problémů vyvstává otázka, zda neogenní zlomy ve Vídeňské pánvi pokračují do flyše nebo zda se přimykají k povrchu flyše.

Teprve v práci D l a b a č — A d a m (1956) bylo poukázáno na možnost skluzového přimykání zlomových ploch k rozhraní flyše a neogénu. V tomto směru řeší také V. Š p i č k a (1955, 1956) téměř veškeré zlomy v profilech oblastí Hodonín—Lužice—Moravská Nová Ves. Přesto, že ani po našem zpracování nemůžeme k tomuto problému zaujmout zásadní stanovisko, z nových poznatků vyplývá závěr, že některé zlomy pravděpodobně pokračují do flyše pod neogénem. Takové pokračování zlomů musíme nutně připustil např. u zlomů kolem kútskeho příkopu a farské poruchy. Ovšem, že i zde může jít o brzké vyznívání posunu vrstev ve flyši a nikterak tímto nepředpokládáme pokračování zlomů do větších hloubek, případně přes celé flyšové souvrství. Vzhledem k odlišné konsistenci neogenních a paleogenních hornin je nutné zamítnout přímé navazování flyšových poruch, to je většinou kerných nebo vrásových přesmyků, do neogénu. Proti

tomu kerné poklesy charakteru zlomů v neogénu nebyly doposud ve flyši nikde zjištěny. V některých případech, jako zejména u některých potortonských zlomů na západním ohraničení hodonínsko-gbelské hrástě směrem do ústřední prohloubně, nebo zejména u některých zlomů v steinberském systému, jeví se očividné přimykání zlomů k flyšovému povrchu.

Podmínky geneze, migrace a akumulace nafty ve svrchním burdigalu

Svrchnoburdigalský šlír byl již od prvních počátků naftového průzkumu ve Vídeňské pánvi považován za vhodnou matečnou horninu nafty a plynu.

Podle novějších názorů litofaciální charakter svrchnoburdigalského šlíru plně vyhovuje genezi nafty a zemního plynu. Jde tu o poměrně úzké vnitrozemské moře, ve kterém se usazovala mocná série pelitických hornin. Rychlé narůstání mocnosti sedimentů (obr. 4) v centrální části svrchnoburdigalské pánve nasvědčuje synsedimentárnímu poklesávání dna. Monotonní ráz šlírových sedimentů při tom dokazuje, že pokles pánve stejnoměrně kompensovalo narůstání sedimentů. Tento monotonní litologický charakter šlíru svědčí také o téměř nezměněných sedimentačních a ekologických podmínkách během usazování celého souvrství. Písčitost a poměrně vysoká slídnatost pak svědčí o značném přínosu terigenního materiálu, který zrychloval sedimentaci a umožňoval rychlé zakrytí organogenního materiálu. Podle charakteru tmelu svrchnoburdigalského slepence možno předpokládat, že v době jeho sedimentace vládly tytéž nebo podobné ekologické a sedimentační podmínky jako v době usazování šlíru. V komplexu basálního slepence, který místy dosahuje mocnosti přes 200 m (obr. 3) jsou též partie litologicky zcela shodné se šlírem. Svrchnoburdigalský basální slepenec a šlír můžeme proto vzhledem ke genesi uhlovodíků považovat za jeden cyklus.

Mezi sedimentací svrchního burdigalu a svrchního helvetu nutno počítat se značnou denudací, zejména v místech, kde svrchní burdigal hraničí přímo s tortonem, jako na příklad v oblasti lužické. Kde případně svrchní helvet nebyl usazován, mohla tato denudační činnost trvat ještě i v době svrchního helvetu. Podle toho dnešní místo největší mocnosti nemusí odpovídat původně sedimentované největší mocnosti svrchního burdigalu.

Mimo litofaciální vývoj je nejzávažnějším důkazem vzniku nafty v horninách svrchního burdigalu velký počet *projevů nafty* v tomto souvrství. Podle počtu a intensity projevů veškerého druhu nutno svrchní burdigal zařadit na *první místo* ze všech neogenních souvrství v oblasti Vídeňské pánve.

Z jednotlivých projevů jsou v lužické oblasti ve šlíru nejčastější impregnace písčitých popraškú na vrstevních plochách a naftové povlaky na puklinách. Ve slepenci to jsou také projevy na puklinách, impregnace v písčitých polohách (čočkách), nebo v tmelu kolem valounů. V ojedinělých případech se ve svrchnoburdigalském slepenci zjistily také impregnace v pórovitých pískovcových valounech, které obklopovaly slínito-jílovitý tmel.

Přítomnost nafty v malých čočkách i v písčitých popraščích na vrstevních plochách a ve valounech svědčí o *místním původu nafty* ve svrchním burdigalu. U výše uvedených impregnovaných valounů není možné předpokládat, že by byly přemístěny již s naftou, neboť při jejich navrtání byla nafta proplyněná.

Konečně také skutečnost, že v oblasti Štefanov—Petrová Ves je nafta v burdigalském slepenci nad horninami bradlového pásma, můžeme hodnotit v tom směru, že zde nepřichází v úvahu vertikální migrace z podložních hornin.

Otázky migrace nafty ve svrchním burdigalu se budou řešit při rozboru naftonosti jednotlivých oblastí; zde uvádíme proto jen některé poznatky širšího rázu.

Při řešení doby a směru migrace jsme u svrchnoburdigalských pastí již v práci Štaud — Dlabač (1958) zásadně rozlišili tři možnosti původu nafty a plynu, a to z podložního flyše, z tortonu přilehlých prohlubní a konečně autochtonní svrchnoburdigalský původ.

Všimněme si nejprve *autochtonního původu*. V první etapě, do ukončení sedimentace svrchního burdigalu, mohla být nafta již zčásti vytlačena z pelitů, zůstala však v téměř vodorovně uloženém souvrství bez pohybu v pískových popraščích na vrstevních plochách, v čočkách nebo pískových vrstvách. V druhé etapě, a to ještě před usazením svrchního helvetu, došlo již ke zvrásnění svrchnoburdigalského šlíru (V. Špička, 1956) a také k jeho denudaci. V této době již mohlo dojít k pohybu nafty v pískových vrstvách. Denudace však nebyla ještě tak pokročilá, aby na příklad pískový obzor „H_1" vycházel na povrch. Další stadium je možno ukončit sedimentací svrchního helvetu. Při poklesávání svrchnohelvetské pánve došlo k regionálnímu uklonění burdigalských vrstev a během usazování helvetu k novému zatížení svrchnoburdigalských sedimentů a případnému novému vytlačení nafty. V této době a po ukončení sedimentace helvetu vznikly předtortonské zlomy, známé v oblasti hodonínsko-gbelské hrástě i v oblasti štefanovské. Doba vzniku těchto zlomů je poměrně přesně stanovena jejich směrem a sklonem; musely podle toho vzniknout v době, kdy byl největší poklesový gradient v místech svrchnohelvetské prohlubně. Je nesporné, že vznikem těchto zlomů byly dány jedny z prvních akumulačních možností.

Otázce možnosti dodatečného stlačení sedimentů svrchního burdigalu během sedimentace tortonu a nadložních vrstev nutno zde věnovat několik slov. Na základě dnešního diagenetického zpevnění, měření hustot a průběhu porovitostní (PS) křivky karotážního měření jsme došli k závěru, že svrchnoburdigalské sedimenty byly do určité míry zpevněny již před sedimentací nadložních vrstev, zejména před tortonem. Vezmeme-li však v úvahu dnešní charakter horniny, která je nepoměrně měkčí než podložní eocenní nebo oligocenní horniny, a dlouhou dobu pokračování sedimentace a narůstání nadloží od svrchního helvetu po svrchní pannon, nelze vyloučit případné dodatečné stlačení horniny, tím méně, že vlivem předcházející intensivní denudace mohlo dojít k výchozu dříve zakrytých pískových obzorů, a tím i k narušení rovnováhy v sedimentu.

Jako novou etapu migrace možno uvést *denudaci svrchního helvetu*, při čemž dříve nesporně zakryté oblasti svrchního burdigalu vyšly na povrch. Předpokládáme, že za této denudace se počaly tvořit prohlubně pozdější tortonské pánve a docházelo k dalšímu uklonění vrstev. Uklonění však nemuselo být dostatečné, aby podmínilo pohyb uhlovodíků ve vrstvách, zvláště při nepřítomnosti jakýchkoliv průběžných pískových obzorů (dopravních vrstev) v burdigalu.

Poslední etapu konečně mohlo tvořit období *od počátku sedimentace tortonu*, a to podle místa buď svrchního nebo spodního tortonu, *do ukončení sedimentace* ve Vídeňské pánvi. V této etapě došlo k sedimentaci značně mocných vrstev, které mohly podmínit částečné stlačení horniny a vytlačení vody a nafty; dále nastalo uklonění svrchnoburdigalských sedimentů poklesovými a výzdvihovými pohyby od tortonu až do pannonu nebo v popannonské době a konečně vznikaly četné zlomy, podle kterých nastaly vertikální posuny jednotlivých ker. V té době došlo k bočnímu vmigrování nafty do svrchního burdigalu z tortonu ústřední prohlubně a k promíšení naft.

Pokud jde o dobu vzniku puklin ve svrchnoburdigalském šlíru, které vzhledem k jejich časté impregnovanosti naftou možno považovat za migrační cesty, předpokládáme, že vzhledem k jejich většinou příkrému až svislému sklonu vznikly teprve v pozdější době vývoje pánve.

Podle uvedeného je nutno počátek primární migrace klást do doby sedimentace svrchního burdigalu až svrchního helvetu, kdy vznikly zřejmě impregnace písčitých popraškú na vrstevních plochách šlíru, akumulace v čočkovitých písčitých proplástcích a primární akumulace v souvislejších pískových vrstvách.

Složitější je otázka stanovení doby vmigrování nafty a plynu do pastí ve svrchnoburdigalském šlíru, které těsní diskordantní styčná plocha s tortonem.

Především je zde zarážející skutečnost, že nádržní vrstva musela určitou dobu vycházet na povrch zemský, nebo později po transgresi tortonu na dno moře. Podle obsahu ve vrcholových částech ložiska, kde je zachovaná plynová čepice, nutno soudit, že k akumulaci došlo teprve po úplném utěsnění ložiska tortonskými jíly.

Při řešení otázky naplnění těchto pastí naftou musíme připustit dvojí směr migrace. Podle korelace nafty v obzorech ve svrchnoburdigalském šlíru rozlišujeme smíšenou naftu (Štaud — Dlabač, 1958) původu tortonského i burdigalského. Podíl tortonské nafty vmigroval do pastí bočně z ústřední moravské prohlubně z míst, kde je torton uložen níže než svrchní burdigal na hodonínsko-gbelské hrásti.

Při burdigalské naftě je nejpřijatelnější vertikální migrace z hlubších částí šlíru, resp. ze slepence po puklinách; při této migraci nelze ovšem opomenout vytláčení nafty z pelitů případně i přímo do puklin dodatečným stlačením sedimentů při narůstání nadloží během tortonu až pannonu.

V případě, že rozpukání svrchnoburdigalského šlíru vzniklo teprve vlivem tor-

tonských a potortonských pohybů, možno předpokládat, že takové pukliny budou v diageneticky více zpevněném šlíru vodivé pro naftu a plyn. Naftonosnost puklin ve svrchním burdigalu byla potvrzena i v četných jádrech. V nadložních měkčích horninách tortonu tyto pukliny, i když dále pokračují, jsou uzavřené a ztrácejí vodivost nafty. Přesto, že v četných vrtních jádrech tortonu a sarmatu byly zjištěny pukliny, nikde na nich nebyly podle našich vědomostí zjištěny impregnace nebo stopy nafty.

U hornin svrchního burdigalu platí vzhledem k jeho většímu stupni diagenetického zpevnění a jinému litofaciálnímu vývoji poněkud odlišná kritéria pro migraci než u měkčích hornin mladšího miocénu nebo pliocénu Vídeňské pánve (Dlabač, 1957). Především je zde podstatně menší význam *regionální dálkové migrace* vzhledem k celkové malé plošné rozloze souvrství a pro nedostatek vhodných dopravních vrstev. Při poměrně velké mocnosti a vysoké naftonosnosti tohoto sedimentu připadá daleko větší význam lokálnímu vzniku nafty a vertikální, resp. diagonální migraci.

Vzhledem k možnosti akumulace nafty a plynu můžeme ve svrchním burdigalu rozlišit tři pásma. Jsou to: basální slepenec; více méně souvislé pískové obzory uvnitř nebo ve svrchní části šlíru (H_1 a pod.); pískové čočky ve svrchnoburdigalském šlíru týneckého typu.

K největším akumulacím došlo ve svrchním burdigalu v oblastech Lužice a Těšice. Z umístění těchto oblastí na mapě mocnosti slepence (obr. 3) vidíme, že na SV okraji jsou místa největších mocností basálního slepence (přes 200 m); zde však také ve slepenci převládá silně pelitická složka. Je nápadná spojitost akumulací s místy velkých mocností slepence, z čehož by bylo možné činit závěry o genesi nafty přímo v tomto souvrství. Místa větších mocností jsou pak zjevná zvláště s mapy mocnosti celého svrchního burdigalu (obr. 4). Taková místa mohou být pokládána za vhodná k nalezení nových ložisek.

Některé poznatky o ložiskách nafty a plynu ve svrchním burdigalu

a) Oblast Hodonín

V hodonínské oblasti byla ve svrchním burdigalu nalezena a těžila se ložiska ve většině známých strukturních jednotek.

Ve *svrchnoburdigalském šlíru* jsou malé akumulace nafty ve střední a v jižní části vysoké kry (obzor H_1).V basálním slepenci jsou rovněž velmi malá ložiska ve střední vrcholové části elevace starého pole, dále na elevacích Hodonín-jih, Hodonín-západ a na úbočí Segalovy elevace.

Obzory ve střední části vysoké kry: pro směr naplnění pastí lze jednoznačně stanovit boční migraci po obzorech samotných nebo případně po zredukovaném obzoru, representovaném jen pískovým proplástkem. Vzhledem k tomu, že souvrství svrchnoburdigalského šlíru považujeme za vhodnou mateční horninu (R. Janoschek, 1955; Dlabač, 1956), není zde nutné uvažovat

o dálkové migraci; olej a plyn mohly vzniknout přímo v nadložních a podložních vrstvách slínitého jílu. U poměrně vzácných pískových obzorů ve šlíru, z nichž obzor H_1 je jediný regionálněji rozšířený, dochází zde k akumulaci nafty ve všech vhodných pastích.

Vzhledem k charakteru pasti jde o vrstevní ložisko místy čočkovitého rázu, utěsněné do stoupání vrstev zlomovou plochou a diskordantním stykem s basálními tortonskými slínitými jíly. K východu jsou ložiska vždy ohraničena hodonínským zlomem a směrem západním vyslíněním. Směrem do úpadu vrstev je nafta ohraničena aktivní okrajovou vodou. Protože tato voda ohraničuje akumulace vždy až ke zlomu, zdá se být pravděpodobné, že rozměry pastí jsou shodné s původními rozměry ložisek.

Nelze předpokládat, že by mohla akumulace v těchto obzorech začít ještě v době svrchního burdigalu, svrchního helvetu nebo i spodního tortonu. Do doby sedimentace svrchnotortonského pásma bolivino-buliminového, nebo aspoň do počátku tortonu, se totiž ještě neprojevovala elevace pozdější hodonínsko-gbelské hrástě, nýbrž pánevní prohlubeň (obr. 4).

Také ze směru předtortonských zlomů lze usuzovat o naprosto samostatné helvetské tektonice před vznikem tektoniky vlastní Vídeňské pánve.

Akumulace mohla proto u tohoto ložiska začít prakticky teprve v době sarmatu, respektive pestrého svrchního tortonu, kdy se počala intensivněji projevovat hodonínsko-gbelská hrást a s ní spojená zlomová tektonika. Již omezení samotných akumulací hodonínsko-gbelským zlomem svědčí pro okolnost, že nemohly vzniknout dříve než zlom samotný. Totéž platí samozřejmě také pro omezení ložiska diskordantním stykem s tortonem. Okolnost, že ložiska jsou omezena do stoupání vrstev také předtortonskými zlomy, se dá vysvětlit tím, že tyto zlomy omezují i dnešní pasti.

Obzor H_1 vysoké kry jih: vzhledem k stratigrafické poloze obzoru v úseku Hodonín vysoká kra — jih je pozoruhodné, že obzor H_1 je zde jenom cca 80 m nad svrchní hranicí slepence, kdežto v oblasti Lužic až 200—300 m. Protože se řadou vrtů, spojujících lužickou oblast s oblastí Hodonín-jih, dosti věrohodně zjistila identičnost obzorů na obou strukturách, lze rozdílnou výšku nad slepencem vysvětlit jedině různou polohou slepence samotného. V tomto případě by poloha slepence v oblasti Hodonín-jih musila odpovídat ve vertikálním profilu zhruba pískům mezi slepencem a obzorem H_1 v úseku Těšice-východ. Druhý způsob vysvětlení tohoto jevu je transgresivní charakter samotného písku H_1, který by však musel transgredovat vždy na stejné souvrství. Podle dnešních poznatků je první vysvětlení lépe opodstatněné.

Podle zpracování ložiska V. Špičkou (1953) tu jde o past téměř zonálního charakteru, kdy do stoupání vrstev písky vyklíňují. Ložiskové poměry jsou zde však komplikovány zjištěnými předtortonskými zlomy.

O směru vmigrování nafty a stanovení doby akumulace platí tytéž závislosti, které jsme uvedli u ložiska ve svrchním burdigalu hodonínské vysoké kry.

Naftové ložisko ve slepenci vysoké kry se navrtalo v nejvyšší části elevace hodonínské vysoké kry přímo u hodonínského zlomu. Naftonosnost je závislá především na *litofaciálním vývoji*, který se při charakteru sedimentace „basálního slepence" na krátkou vzdálenost rychle mění. Proto také v jednotlivých vrtbách toho ložiska se netěží stejné obzory, ale vždy odlišné místní propustnější čočky, které většinou ani na dvou sousedních vrtbách nelze korelovat.

Pórovité polohy jsou u některých vrtů přímo u svrchní hranice slepence, jindy opět uprostřed nebo i ve svrchní části slepence.

Podle geologických poznatků jsou tři možnosti vzniku nafty, a to v podložním flyši, přímo ve slepenci nebo v nadložním svrchnoburdigalském šlíru, ze kterého mohla nafta laterálně ze strukturně hlubších míst vmigrovat do slepence. Je nutno dodat, že každá z těchto možností má své geologické opodstatnění a ani složení nafty neodporuje tomu, že by mohla být smíšená ze tří nebo ze dvou souvrství.

Pro *vertikální vmigrování nafty* a plynu svědčí okolnost, že ve flyši byly přímo pod slepencovým ložiskem vysoké kry zjištěny stopy nafty a ve vzdálenosti necelých 2 km od tohoto ložiska

v oblasti Holič byla zjištěna nafta ve flyši. Také přímo nad flyšem jsou ve spodní části slepence impregnace nafty.

Ani proti možnosti *místního vzniku* nafty přímo ve slepencovém souvrství nemohou být podstatnější námitky. Jak známo, nejde tu o slepenec v pravém slova smyslu, ale hlavně o přemístěnou suť, při které většinou, a to zejména u popisovaného ložiska, převládá slínito-jílovitý tmel nad klastickými komponentami. Pelitické polohy se mohou považovat právě tak dobře za mateční jako ostatní sedimenty svrchního burdigalu, helvetu nebo tortonu. Silné proplynění nafty a četné stopy v celém slepencovém souvrství svědčí spíše o *mladé migraci a akumulaci.*

Naftové ložisko Hodonín-západ vzniklo v basálním svrchnoburdigalském slepenci na téměř brachyantiklinální, klenbovité elevaci, podmíněné morfologickým vrcholem flyše. U této elevace je pozoruhodné, že na povrchu flyše a ve svrchním burdigalu je brachyantiklinála, kdežto v sarmatu ztrácí klenbovitý charakter a v pannonských vrstvách není již vůbec patrná a oblast má téměř monoklinální uložení.

Tuto disharmonii uložení můžeme vysvětlit nejlépe *synsedimentárním poklesáváním* vrstev vlivem zmenšování objemu sedimentů při zpevnění kolem flyšové elevace. U elevace Hodonín-západ lze vzhledem k malým rozměrům (cca 400 m délky) a pravidelnému oválnému tvaru vyloučit vznik tektonickými pohyby ve flyši.

Nafta je nahromaděna v pískcích a polohách drobnozrného slepence. Mimo brachyantiklinálu je naftonosnost podmíněna také faciálním vývojem slepencové polohy, která směrem západním vyklíňuje. Jde tu o *kombinovanou vrstevní brachyantiklinální a litofaciálně ohraničenou past.*

Při stanovení *spodního okraje naftonosnosti* je hlavním nedostatkem rozdíl mezi tímto okrajem, jak se jeví podle elektrokarotážního měření a podle čerpacích pokusů; tento rozdíl činí zhruba 20 m. Tuto diferenci nutno většinou vysvětlit tím, že při elektrokarotážním měření tvoří odporovou výchylku též zvodnělá část obzoru, ve které je určité nasycení naftou. Okolnost, zda se při tak nízké impregnaci může docílit těžby, závisí pak na řadě předem těžko stanovitelných činitelů, jako na způsobu otevření obzoru, výměny výplachu za vodu atd.

V případě, že z hlediska akumulačního klademe rozhraní voda—olej podle EK měření, t. j. do nadmořské výšky — 280 m, lze podle strukturní mapy povrchu slepence říci, že rozměry ložiska jsou shodné s rozměry pastí. V uvedené nadmořské výšce je totiž zhruba sedlo, oddělující elevaci Hodonín-západ od monoklinálního stoupání vrstev.

Kromě původně v naftě rozpuštěného plynu je zde již od počátku těžby patrný *režim aktivní okrajové* (podestýlající) *vody.*

Na jihozápadním úbočí skalické elevace byla v basálních svrchnoburdigalských sedimentech zjištěna velmi malá akumulace nafty. Naftonosnost je spjata s naprosto nepravidelným litofaciálním vývojem pískových čoček v basálním souvrství, které se zde souhrnně nazývá *slepencem.*

U ložiska Segalovy elevace jsou pasti v monoklinálně uložených vrstvách bez jakékoliv lokální elevace a jsou podmíněné čistě faciálně. Tím lze do určité míry vysvětlit také okolnost, že k akumulaci nafty došlo jenom ve velmi špatně propustných, málo mocných polohách (čočkách) písku, kdežto pórovitější a mocnější vrstvy písku jsou vždy zvodnělé.

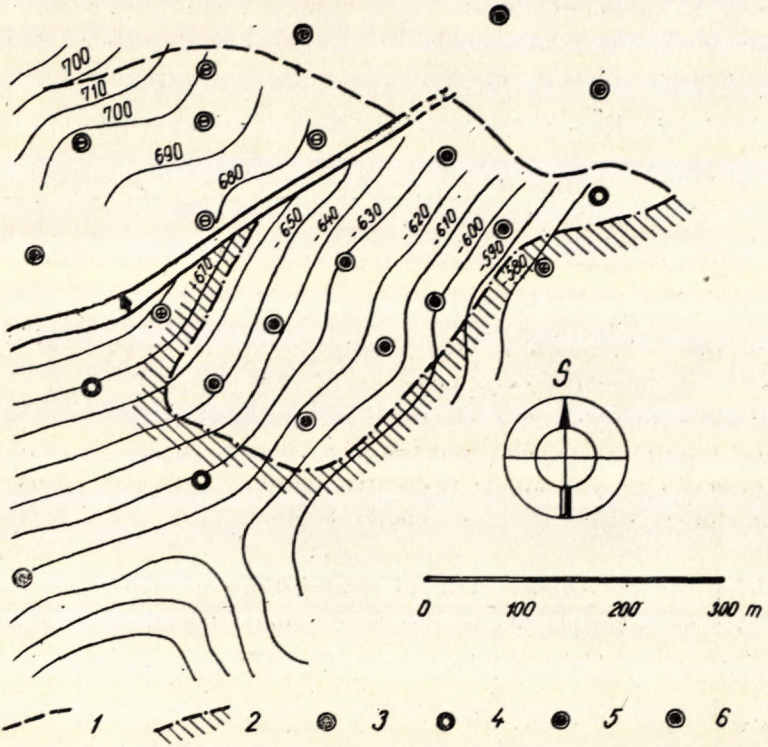
b) Oblast Lužice

Ve svrchním burdigalu jsou naftová a plynová ložiska jak *ve šlíru* v obzoru H_1, tak hlavně v *basálním slepenci.*

Naftonosný obzor H_1 je ve svrchní části svrchnoburdigalského šlíru často blízko pod diskordantním rozhraním burdigalu a tortonu.

Ložisko na poli Lužice je podmíněno vyslíněním obzoru jak bočně tak i do stoupání vrstev a zčásti též diskordantním stykem s tortonem.

Podle klasifikace by tu šlo o *kombinovaný typ* vrstevního, litologicky ohraničeného ložiska na monoklinálním úbočí elevace a stratigrafického, diskordantní plochou ohraničeného ložiska. Litologické ohraničení pasti je jasně patrné již z tvaru ložiska, který má jen podřadnou souvislost s tektonikou vrstev (obr. 5).



Obr. 5. Strukturní mapa na svrchní hranici horizontu H_1 ve svrchním burdigalu okolí Lužice-sever s ohraničením ložiska. Na základě údajů V. Špičky. Vysvětlivky: 1 — diskordantní styk s tortonem; 2 — ohraničení zaslínění; 3 — nafta; 4 — plyn; 5 — voda; 6 — nevyvinutý horizont.

Intensivnější proplynění (větší poměr P/O) ložiska může být mimo uvedené činitele podmíněno také *vertikální migrací* po puklinách z hlubší části burdigalu.

Pro stanovení směru vmigrování a doby akumulace jsou u tohoto ložiska platná tatáž kritéria, jako byla uvedena u šlírových ložisek hodonínské oblasti.

Jak bylo uvedeno v práci Štaud — Dlabač (1956), je původ nafty nejspíše kombinovaný, a to ze šlíru, tortonu a případně též ze starších vrstev podloží pánve. Protože ve šlírovém souvrství svrchního burdigalu, mimo obzor H_1 a k němu přidružený písek, nejsou prakticky jiné pískové obzory, nemohlo zde dojít k akumulaci nafty nebo plynu před usazením tortonu, a tím ani k remigraci starších ložisek.

U části akumulací nafty nebo plynu v obzoru H_1 lze dokázat, že odpovídají rozměrům pasti.

K akumulaci nafty ve svrchnoburdigalském basálním slepenci lužické struktury došlo na západním úbočí hodonínsko-gbelské hrástě směrem do ústřední moravské prohlubně. Naftonosnost v tomto souvrství nemá přímý vztah k tektonice oblasti, ale podmiňuje ji v plné míře litologický vývoj horniny. Strukturně jsou akumulace vždy na monoklinálním sklonu hrástě.

Litologická charakteristika basálního slepence byla podána již v četných zprávách (V. Špička, 1956), takže zde jenom uvedeme, že u t. zv. basálního slepence nejde o horninu, odpovídající běžné definici slepence, ale o *sutový netříděný sediment*, ve kterém se v nepravidelné čočkovité vrstevnatosti střídají polohy převážně slínitého jílu s valouny flyšových hornin a polohami písku nebo drobnozrnnějšího, málo stmeleného slepence, a polohy slepence s velikými valouny až do několikametrového průměru. Mimo to byly v tomto komplexu také zjištěny polohy pevného vápnitého hrubozrnného pískovce až slepence s četnými fosiliemi.

V lužickém svrchnoburdigalském slepenci došlo k akumulaci nafty všude tam, kde je vhodný litologický vývoj nebo vhodná pórovitost.

Přes tuto nepravidelnou a všeobecně rozšířenou naftonosnost v basálním slepenci nelze ložiskově pojímat slepenec jako celek, ale jednotlivé poréznější partie (nebo pískové obzory) mají aspoň do určité míry *vlastní ložiskový režim.*

Nepravidelný čočkovitý vývoj nádrží je důvod, proč ložisko nebylo dlouho ohraničeno.

Rozloha jednotlivých samostatných pastí (čoček) je většinou malá a jednotlivé čočky byly navrtány maximálně pěti pozitivními vrtbami. Jsou však známé také případy, že byly čočky navrtány jen jednou vrtbou.

Při nedokonalých poznatcích o litologii slepence je obtížné podat jednoznačnou charakteristiku těsnících schopností nadloží a bočního ohraničení pastí. Jenom na dvou vrtbách v oblasti Lužice-sever byla navrtána volná plynová čepice, kdežto u všech ostatních čoček je typický režim rozpuštěného plynu. Ze záměrů na plynových sondách lze soudit, že počáteční ložiskový tlak je ve svrchnoburdigalském slepenci nižší než hydrostatický. Samostatný režim jednotlivých čoček je patrný z charakteru těžby vrtů, kdy u sousedících vrtů vrtaných často se značným časovým rozdílem docházelo po navrtání k samočinné těžbě, podmíněné rozpuštěným plynem.

Při těžbě nafty z basálního slepence se téměř vždy projevuje již od počátku těžby určité množství vody, které během těžby jen zcela mírně stoupá. V současné době je průměrné procento zavodnění vrtů, těžících ze slepence, cca 12 %. Ze stálého charakteru obsahu vody lze usuzovat, že u většiny sond jde o vodu ložiskovou. Mimo ložiskovou vodu byla na četných vrtbách zjištěna též typická okrajová voda. Při sledování nadmořské výšky rozhraní nafty a vody v jednotlivých čočkách je nápadná určitá shoda v navzájem nesouvisejících čočkách. Mimo okrajovou vodu byly některými vrtbami zjištěny samostatné zvodnělé čočky na svrchní

hranici slepence. Podle toho je možné stanovit ve slepenci t r o j í d r u h v o d y, z nichž spodní a okrajová voda jsou geneticky spjaté s naftovým ložiskem, kdežto voda na svrchní hranici slepence se může nazvat vodou nadložní.

Podobně jako u vody i v rozložení naftonosnosti možno pozorovat dvojí charakter; jsou to akumulace nafty v čočkách lépe propustných hornin, o kterých jsme hovořili výše, nebo téměř kontinuitní naftonosnost v pórovitých proplástcích celého slepence nebo velkých částí slepence.

Z uvedených poznatků o naftonosnosti a zvodnění svrchnoburdigalského slepence usuzujeme, že je zde d v o j í charakter režimu.

Pro stanovení cesty pro vmigrování nafty a plynu do slepencových pastí jakož i pro dobu akumulace platí tatáž kritéria, která jsme uvedli u svrchnoburdigalského slepence hodonínské oblasti.

c) Oblast Moravská Nová Ves—Týnec

Ze svrchního burdigalu této oblasti jsou v první řadě čočkovitá ložiska v b a s á l n í m s l e p e n c i. Ve šlírovém souvrství zde nemohlo dojít ke vzniku významnějších akumulací živic pro nedostatek vhodných nádržních hornin.

Mimo akumulace ve svrchnoburdigalském šlíru zjištěné čerpacími pokusy se u veliké většiny vrtů projevovaly během provrtávání tohoto souvrství plyny, které v četných případech podmínily ničivé plynové erupce.

Akumulace nafty a plynu ve šlíru jsou v *čočkovitých proplástcích* převážně ve svrchní polovině souvrství a v jeho spodní části. Pískové proplástky mají zpravidla mocnost několika centimetrů až decimetrů a nepřesahují mocnost jednoho metru. V některých místech dosahují proplástky takového počtu, že jde prakticky o střídavé polohy písků a šlíru. Ve spodnější části šlíru byla u některých vrteb navrtána poloha písků mocná až 10 m, ve které došlo místy k akumulaci plynu. Také u této polohy však jde o čočku se všech stran litologicky ohraničenou.

V jednotlivých čočkách byly zjištěny akumulace čistě plynové i akumulace nafty s rozpuštěným plynem.

O zvodnění písků máme málo poznatků, jelikož obzory (proplástky s pórovitostními a bez odporových výchylek) nebyly zkoušeny. Nelze proto činit jenom podle charakteru EK křivek zásadní závěry o zvodnění. Podobně není zatím možné stanovit nějakou zákonitost nebo pravidelnost v rozložení nafty a plynu ani vertikálně ani plošně. Předpokládáme, že rozložení plynu, nafty a vody v jednotlivých čočkách je ovlivněno v prvé řadě *charakterem utěsnění jednotlivých čoček* (proplástků). V nejlépe utěsněných čočkách dochází k akumulaci plynů, kdežto v pískových polohách, které jsou směrem do stoupání vrstev méně utěsněny, se uchovala jenom nafta nebo jsou i ve vyšších polohách zvodnělé. Veškeré zde popisované akumulace ve svrchnoburdigalském šlíru jsou podmíněné čistě litologicky a z hlediska strukturního jeví vrstvy monoklinální úpad směrem k západu.

V tomto souvrství jsou pozoruhodné vyšší než hydrostatické tlaky, zjištěné při

čerpacích pokusech, které konečně také daly podnět k projevům a erupcím během vrtání. Nižší než hydrostatické tlaky byly zjištěny v podložním svrchnoburdigalském slepencovém souvrství.

Ze zjištění vysokého obsahu kapalné a plynné živice v tomto souvrství a z charakteru akumulací často ve zcela uzavřených a dobře těsněných čočkách lze učinit závěr o *místním vzniku nafty a plynu* ve svrchnoburdigalském šlíru. Naplnění pastí vertikální migrací z podložního flyše možno považovat za méně významné, neboť basální svrchnoburdigalský slepenec, pokud sám není naftonosný, je v těchto místech nesporně vhodnější pro boční migraci; projevuje se to také v jeho poměrně nízkém stupni proplynění. O existenci vertikální migrace svědčí impregnace na puklinách.

Jako u většiny litologicky ohraničených ložisek je i zde pro stanovení doby akumulace k disposici značné časové rozpětí, od helvetu až po pannon.

Charakter ložiskové horniny svrchnoburdigalského basálního slepence nelze pro malý počet vrtních jader jednoznačně definovat. Jde tu o faciálně naprosto nestálý sediment, jehož převažující složkou je slepenec z flyšových valounů s hojným šlírovým tmelem. Proti svrchnoburdigalskému slepenci v lužické oblasti je často drobnozrnnější, o průměru valounů do několika centimetrů, s hojnějším tmelem a vložkami šlíru.

Vlastní nádržní horninou pro naftu je pravděpodobně většinou středně až hrubě zrnitý písek a místy též nestmelený slepenec.

Charakter pastí je podobný jako u slepence lužické oblasti.

Ložiskový režim v jednotlivých souvislých naftonosných čočkách je většinou podmíněn rozpuštěným plynem, právě tak jako v lužické a hodonínské oblasti. V oblasti Mor. Nové Vsi je však menší jednotnost v impregnaci pórovitých hornin naftou. Zdá se to být podmíněno tím, že ve slepenci je zde všeobecně větší pórovitost (v některých místech je celý slepenec vyvinutý jako písek). Tak mohou vznikati pasti jenom v utěsněných čočkách, kdežto spojité pórovité polohy jsou zvodnělé.

Závislost naftonosnosti na místním faciálním vývoji při regionálním zvodnění slepence se jeví jako negativní faktor perspektivity této oblasti.

S pískovými obzory ve slepenci souvisí do jisté míry též nižší ložiskový tlak v porovnání s živičnými akumulacemi ve svrchnoburdigalském šlíru.

Při řešení původu nafty ve slepenci, zůstávají tu v platnosti tatáž kritéria jako v oblasti Lužice a Hodonína. Z migračního hlediska nutno poukázat na vhodné poměry pro naplnění ve slepenci *z podložního flyše*. Je to podmíněno naftonosností flyše, která zde byla prokázána též přímo (několik metrů) pod slepencem, i diskordantním uložením slepence vůči flyšovým vrstvám, při čemž flyšové pískovce tvořící nádržní horniny, jsou utnuty (utěsněny) diskordantní plochou. Konečně jsou ve svrchnoburdigalském slepenci také často přímo na basi vyvinuty pískové (pórovité) obzory, do kterých mohla nafta slepence přemigrovat.

Spodní burdigal hodonínsko-gbelské hrástě

Spodní burdigal je v oblasti Vídeňské pánve pod mladšími neogénními vrstvami znám doposud hlavně v oblasti hodonínsko-gbelské hrástě. V hlubinných vrtbách byl zjištěn na menší souvislé ploše v západní části lužické struktury a ojedinělými vrtbami v ostrůvcích v jižní části oblasti Moravské Nové Vsi (V. Špička, 1956). V obou místech leží na vrstvách magurského flyše račanské jednotky a je pokryt basálními vrstvami — slepencem — svrchního burdigalu.

Okolnost, že spodní burdigal je zde známý jenom v tak malém rozsahu, může být podmíněna zejména rozmístěním hlubinných vrtů, situovaných na základě stavby mladšího miocénu, která se již mnohem méně vztahuje ke spodnímu burdigalu. Tak na příklad západně od dnes známých výskytů směrem do ústřední prohlubně, podle polohy spodnoburdigalského výskytu v lužické oblasti by bylo možno předpokládat větší rozšíření tohoto souvrství. Nepřítomnost spodního burdigalu ve větší části dnes odvrtané plochy hodonínsko-gbelské hrástě je nesporně podmíněna také *denudací před svrchníburdigalskou trangresí.*

Jak je patrno z profilu, který byl sestrojen z porovitostních EK výchylek, je možno charakter křivek několika sousedních vrtů dobře porovnat. Také na výchozech se tento stálejší charakter liší od překotné, naprosto nestálé sedimentace svrchnoburdigalského slepence. Charakteristickým sedimentem spodního burdigalu jsou šedé, silně písčité, slídnaté, nepravidelně vrstevnaté slínité jíly až slínité písky nebo pískovce. Vedle slepencových poloh jsou tyto silně písčité slínité jíly nejstálejším sedimentem souvrství.

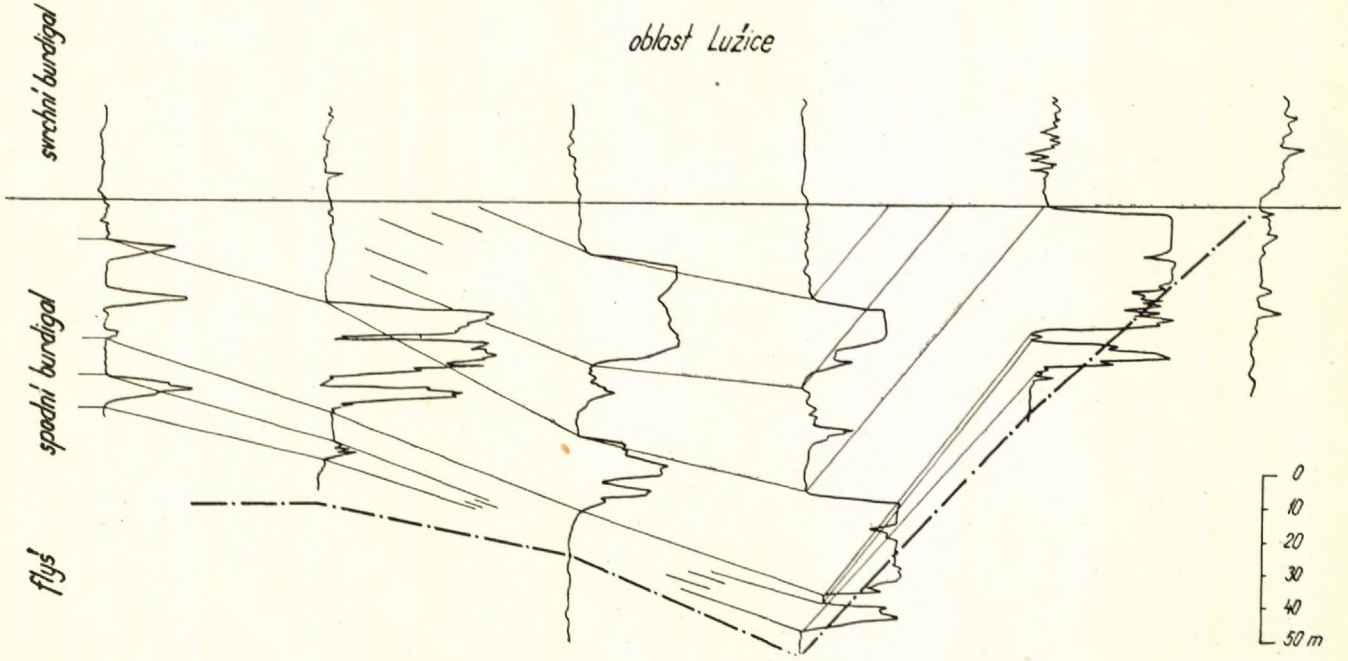
Původ lužického spodnoburdigalského reliktu nutno hledat v předspodnoburdigalské zálivovité prohlubni povrchu flyše, ve které zůstal po odnosu okolních vrstev spodní burdigal jedině zachován.

Nahromadění plynu ve svrchní části spodnoburdigalského písku v lužické oblasti je podmíněno stratigrafickou pastí, a to utěsněným spodnoburdigalským pískem bází svrchního burdigalu (obr. 6). Z tlaku 133 atm. při hloubce perforace 1329,0—1331,0 m, t. j. z *přesně hydrostatického tlaku,* je možno usuzovat *o spojitém vodním režimu spodnoburdigalských písků s povrchem* přes mladší neogénní souvrství.

Uvedený příklad diskordantní akumulace plynu nutno ovšem považovat spíše za výjimku a v zásadě plně souhlasíme s V. Špičkou (1956), který uvádí, že k vytvoření ložisek nedošlo ani na okrajových vrtbách, kde jsou spodnoburdigalské písčité obzory ukončené na svrchnoburdigalskému slepenci.

Nepatrná akumulace nafty je podmíněna těsněním zlomu, u kterého naftonosný obzor přichází zřejmě do styku s flyšem.

Perspektivní možnosti akumulace by podle uvedených zjištění bylo možné hledat ve dvou směrech, a to ve shodě s dvojím druhem akumulací: u diskordance a u zlomu. Nadějnějším by se jevilo místo, kde by nad spodním burdigalem ležel přímo torton, který většinou nemá klastické basální uložení.



Obr. 6. Příčný profil spodním burdigalem v oblasti Lužice.

Při zpracování naftových a plynových ložisek spodního miocénu v oblasti Vídeňské pánve byly získány některé poznaky širší platnosti.

V neogénu Vídeňské pánve byl zjištěn *dvojí charakter elevací.*

Malé elevace (pohřbené vrcholy), jako na příklad flyšová elevace Hodonín-západ, jsou podmíněné jenom *tvarem povrchu flyše* před transgresí neogénu. Tyto elevace se zrcadlí ještě v nižších vrstvách neogénu vlivem rozdílného sedimentačního stáčení hornin nad vrcholem, ale v mladších stupních neogénu často zcela zanikají.

U vzniku dalšího druhu elevací nutno připustit *vertikální pohyby* podloží pánve, které s různými výkyvy intensity pokračují do pliocénu. Takové elevace mají vždy větší rozlohu a výraznější charakter. Vertikální pohyby ve flyši na příklad podmiňují celou elevaci hodonínsko-gbelské hrástě. V místech dnešní hrástě, ještě ve svrchním burdigalu a zčásti v helvetu, nebyla patrná elevace a teprve za vklesávání vlastní (tortonské) Vídeňské pánve zde vznikl hřbet. Během sedimentace tortonu, sarmatu a pannonu se projevují vertikální pohyby tohoto hřbetu, které lze pozorovat na různých mocnostech sedimentů vysokých a pokleslých ker. Tyto rozdíly mocnosti jsou tak velké, že je nelze vysvětlit jenom sedimentárním stlačením.

Pokud u morfologicky podmíněných elevací předpokládame počátek akumulace již od počátku sedimentace basálních neogenních vrstev, počátek akumulace druhého typu elevací nastal zřejmě až v pozdější době vývoje pánve.

Pokud jde o otázku *genese nafty a plynu,* bylo zjištěno, že sedimenty obou, respektive všech tří sedimentačních cyklů spodního miocénu můžeme považovat za mateční horniny.

Jako důkaz *místního vzniku nafty* ve svrchnoburdigalských sedimentech jsme uvedli přítomnost nafty v malých čočkách v různých strukturních polohách, na puklinách, v písčitých poprašcích vrstevních ploch a v pískovcových valounech uzavřených zcela ve šlírovém tmelu.

Důkazem vzniku nafty *ve flyšových horninách pod neogénem* je samostatný režim naftových ložisek ve flyši a jejich odlišná charakteristika.

Poukázali jsme na závislost těsnicí schopnosti horniny pro migraci nafty a plynu na stupni diagenetického zpevnění (cementace). Pískovec může při silnějším zacementování ztrácet pórovitost a tím i vhodnost k akumulaci nebo migraci nafty a plynu a naopak, horniny mohou silnějším zacementováním nabýt schopnost utěsnění (ohraničení) ložisek.

V četných souvrstvích, zejména v týneckých píscích svrchního helvetu nebo ve svrchnoburdigalském basálním slepenci se zjistilo, že k akumulacím dochází vždy jenom v čočkovitých polohách, kdežto souvislé, spojité, mocnější pískové polohy jsou zvodnělé. Můžeme to považovat opět za jeden z důkazů, že migrace

nafty probíhá (stejnoměrně) ve všech pískových polohách, a že nedostatek ložisek v některých oblastech je podmíněn výhradně *nedostatkem vhodných pastí.*

Pro migrační cesty byla stanovena závislost na litologickém charakteru a zpevnění horniny. U více méně plastických hornin mladšího neogénu probíhá migrace převážně v bočním směru po pískových vrstvách nebo napříč těmito vrstvami. U více zpevnělých hornin spodního miocénu a zvláště flyše může již také přejímat důležitou úlohu vertikální migrace po dilatačných puklinách. Na příklad charakter nafty v některých ložiskách svrchního burdigalu byl vysvětlen boční migrací z tortonu. Proti tomu nepravidelné rozložení nafty a plynu v tomto souvrství bylo nutno zdůvodnit vertikální migrací po puklinách. V četných vrtních jádrech jsou patrné naftou impregnované pukliny — cesty vertikální migrace. Také naplnění některých slepencových pastí vertikální migrací z flyše bylo možno jednoznačně dokázat. Ve flyši samotném nutno v četných případech předpokládat převahu vertikální migrace nad migrací boční — vrstevní. Pro skutečnou vrstevní migraci jsou zde vzhledem k litofaciálnímu vývoji dopravních vrstev jen omezené možnosti.

V ojedinělých případech se mohlo na podkladě vyrovnaných tlaků stanovit propojení obzorů neogénu a flyše, většinou u výrazných morfologických elevací (pohřbených vrcholů) nebo u zlomového styku obou souvrství.

U ojedinělých, čistě faciálně podmíněných pastí se může doba akumulace počítat téměř od počátku sedimentace. Proti tomu u většiny tektonicky ohraničených pastí jde o poměrně pozdní počátek akumulace.

Z širokého nediferencovaného pásma nafty a vody na svrchnoburdigalském ložisku Hodonín-západ bylo usuzováno o dosud trvající, snad hlavně vertikální migraci.

Pasti rozlišujeme s t a b i l n í a n e s t a b i l n í. K s t a b i l n í m řadíme veškeré pasti, ve kterých po jejich vzniku již zpravidla n e d o c h á z í nebo nemůže dojít k v y p r á z d n ě n í. Jsou to například normální brachyantiklinály (klenby), četné kupovité (masivní) pasti a různé druhy litologicky a stratigraficky omezených pastí. U těchto pastí nerozhoduje doba jejich vzniku (mohou vznikat buď synsedimentárně nebo také v pozdější etapě tektonického vývoje oblasti), ale okolnost, že po jejich naplnění tekutými nebo plynnými uhlovodíky jsou tyto uhlovodíky v nich většinou zachovány až do současné doby.

N e s t a b i l n í (n e s t á l é) pasti mají takovou stavbu a ohraničení (utěsnění), že během tektonického vývoje oblasti dochází nebo může dojít, případně i opakovaně, k jejich v y p r á z d n ě n í. Typické nestálé pasti jsou u zlomů. Existenci těchto pastí podmiňuje jenom okolnost, zda je za zlomem dostatečně těsnící hornina. V případě, že obnoveným pohybem nebo pokračováním pohybu u zlomu se naftový nebo plynový obzor dostává do styku se zvodnělým obzorem druhé kry, nastane vyprázdnění pastí.

K regionálním akumulačním poznatkům se řadí zjištění *závislosti rozložení ložisek* ve svrchním burdigalu kolem nebo *v místech velkých mocností* jak svrchnoburdigalského šlíru tak i slepence.

Z poznatků o režimech naftových a plynových ložisek považujeme za vhodné

uvést zjištění dvojího režimu ve svrchnoburdigalském basálním slepenci lužické oblasti. V jednotlivých pískových (pórovitých) čočkách existuje jednak samostatný režim, jednak jsou v celém slepenci určitých částí struktury náznaky spojitého režimu.

Ústav pro naftový výskum,
Brno

LITERATURA

[1] Bílek K.: Závěrečná geologická zpráva z oblasti Petrová Ves za rok 1953—1954. Zpráva Čsl. naftových dolů, 1955 (Geofond Praha). — [2] Buday T. — Cícha I.: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geologické práce, sošit 43, Bratislava 1956. — [3] Buday T. — Březina I. — Cícha I.: Zpráva o geologickém mapování v sv. části Dolnomoravského úvalu. Zpráva ÚÚG, (Geofond Praha), 1956. — [4] Dlabač M.: Řešení otázek akumulace nafty v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve. Zpráva Ústavu pro naftový výzkum, Brno, prosinec 1956. (Geofond, Praha). — [5] Dlabač M. — Adam Z.: Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu na Moravě. Práce Ústavu pro naftový výzkum, publikace 23—25, Praha, 1956. — [6] Dolenko G. N.: Tipy neftjanych a gazovych zaležej Venskogo bassejna. Novosti neft. techniki, No. 9., 43—52, 1955. — [7] Fedorov S. F.: Principi formirovanija zaležej nefti. DAN SSSR, T. 109, No. 5, 1956. — [8] Friedl K.: Erdölgewinnung in Österreich. Neue Technik u. Wirtschaft, 10, No. 2, 73—89, 1956. — [9] Gussow W. C.: Time Accumulation and Evolution of Hydrocarbons. World Oil. 143 (4), 113, 1956. — [10] Chelkvist G. A. Uslovija formirovanija i kriterii poiskov zaležej nefti i gaza. Neft. chozj. 5/31—36, 1956. — [11] Ibrmajer J.: Komplexní zpracování geofysikálních materiálů Vídeňské pánve. Zpráva Ústavu pro naftový výzkum, Brno, 1956. (Geofond, Praha). — [12] Janoschek R.: Das Inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung. Erdöl-Zeitschrift 71/7, S. 75—82, 1955. — [13] Kolganov V. I.: Ob izučenii i klassifikacii kollektorov. Geologija nefti 1, No. 2, 36—40, 1957. [14] Kosygin Ju. A.: Osnovy tektoniki naftonosnych oblastej. Moskva—Leningrad, Gostoptechizdat, 1952. — [15] Kozlenko S. P.: Istoričeskaja tektonika i voprosy formirovanija promyšlennych zaležej nefti i gaza. Neft. chozj. No. 9, 1955. — [16] Kozlenko S. P.: K voprosu o genetičeskoj klassifikaci zaležej nefti i gaza. Geologija nefti No. 2, 40—42, 1957. — [17] Maksimov P. N.: Nekotoryje osobennosti gazoneftjanych zaležej. Geologija nefti No. 1, 48—52, 1957. — [18] Sokolov V. A. Migracija nefti i gaza. Gostoptechizdat, 1957. — [19] Stránik Z.: Zpráva o geologických výzkumech v podloží vnitrokarpatské pánve Vídeňské za rok 1956. Zpráva ÚÚG — Geofond, Praha, 1956. — [20] Špička V.: Výpočet zásob ložiska Lužice k 1. 1. 1956. Zpráva Československých naftových dolů, Hodonín, 1956. (Geofond, Praha). — [21] Špička V.: Výroční geologická zpráva oblastí Lužice a Moravská Nová Ves za rok 1956. Zpráva Čsl. naftových dolů, Hodonín, 1957. (Geofond, Praha). — [22] Špička V. — Zapletalová I.: Příspevek k poznání spodního a středního miocénu v severovýchodní části Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naftový výzkum, Brno, publik. 23—25, Praha, 1956. — [23] Štaud M. — Dlabač M.: Příspěvěk k řešení korelace a genese čsl. naft. Vídeňské pánve. Rozpravy ČSAV, roč. 68, ř. MPV, seš. 1, 1958. — [24] Thomas E.: The Effect of Pressure on the Migration of Oil. Bull. A. A. P. G., 8, No. 4, 1924. — [25] Wiesneder H.: Zur Kenntnis der neuen Erdöl — und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. Erdöl u. Kohle, No. 6, 1956.

BEITRAG ZUR LÖSUNG EINIGER PROBLEME DER AKKUMULATION VON ERDÖL UND ERDGAS IM ÄLTEREN MIOZÄN AUF DEM GEBIETE DES INNERALPINEN WIENER BECKENS

In der Arbeit sind die Verhältnisse der Entstehung von Erdöllagerstätten im Helvet und Burdigal unter jüngerem Miozän im Inneralpinen Wiener Becken beschrieben. Obgleich die Schichten des älteren Miozäns nicht zur eigentlichen Beckenfülle gehören, ist ihre Erdölführung doch oft durch die Abdeckung dieser Schichten bedingt.

Im älteren Miozän werden in der Arbeit T. Buday — I. Cicha (1956) als selbstständige Sedimentationszyklen Oberhelvet, Oberburdigal und Unterburdigal unterschieden. Im Oberhelvet werden vier mikropaleontologisch identifizierbare Zonen unterschieden. Im Oberburdigal wird ein höheres Tonmergelpacket, welches als Schlier bezeichnet wird, vom basalen Konglomerat unterschieden.

In tektonischer Hinsicht wurden im beschriebenen Gebiet im Neogen zweierlei Elevationen festgestellt. Ganz kleine Elevationen wie zum Beispiel die Elevation Hodonín—West entstanden über begrabenen Flyschrücken. Diese Elevationen sind noch in höheren Neogenschichten auf Grund der Kompaktionsverfestigung der Schichten bemerkbar. Grössere Elevationen sind durchwegs durch vertikale Bewegungen des Liegenden des Neogenbeckens bedingt. Vertikale Hebungen im Flysch bedingen zum Beispiel die Entstehung der Elevation des hodonin-gbeller Horstes. An stelle des heutigen Horstes war in der Zeit des Oberburdigals und teilweise auch des Helvets eine Depression (Abb. Nr. 3, 4) und erst in der Zeit der Absinkung des eigentlichen Tortonbeckens entstand der Rücken, welcher den Horst bedingt. Im Laufe der Sedimentation des Tortons, Sarmats und Pannons sind hier vertikale Bewegungen bemerkbar, die aus den unterschiedlichen Mächtigkeiten der Sedimente am Scheitel der Elevation und an den Flanken ersichtlich sind.

Vom faziellen Standpunkt aus haben wir auf eine rasche Veränderung des Sandgehaltes in der dritten Zone des Oberhelvets bereits hingewiesen. Diese Unstetigkeit des Sandgehaltes ist für eine laterale Migration von Erdöl unvorteilhaft. Im Basalkonglomerat des Oberburdigals wurden zwei Typen unterschieden. Das Konglomerat des hodoniner Typus (Špička, 1956) mit Spiegelflächen in dem die Rollsteine umgebenden Tonmergel haben wir als Ergebnis einer ausgedähnten submarinen Rutschung bezeichnet. Der Einfluss dieser Erdrutschung macht sich lateral in einer Verknetung der Schlierschichten bemerkbar.

Der Zusammenhang der oberburdigalischen Sedimente mit der Paleotektonik, das heisst, dass die grössten Mächtigkeiten an Stellen späterer Elevationen sind, ist aus Mächtigkeitskarten (Abb. Nr. 4) ersichtlich.

Die Entstehung von Erdöl wurde in beiden, beziehungsweise in allen drei Sedimentationszyklen des Untermiozäns, d. h. im Unterburdigal, im Oberburdigal und im Oberhelvet bewiesen. Als geeignetest zur Entstehung von Erdöl wurde der oberburdigalische Schlier und die Sedimente der dritten helvetischen Zone bezeichnet. Die lokale Entstehung von Erdöl beweisen Akkumulationen in von allen Seiten abgedichteten Sandlinsen, Sandbestäubungen der Schichflächen und besonders in Sandsteinrollsteinen, die von allen Seiten in einem Schlierbindemittel eingebetet sind.

Es wurde festsgestellt, dass in den Sedimenten des Untermiozäns im Gebiet des Inneralpinen Wiener Beckens *der Grad der diagenetischen Verfestigung* der Gesteine einen ausschlaggebenden Einfluss auf die Migration und Akkumulation von Erdöl und Erdgas hat. Ebenso gut wie ein Sandstein durch eine stärkere diagenetische Ausfüllung der Poren die Eigenschaft eines Speichergesteines für Erdöl und Erdgas verlieren kann, so kann ebenso gut ein sandiger Tonmergel, der vorher für Gas und Öl durchlässig war, nach einer weiteren Abdichtung eine Lager-

stätte seitlich abdichten oder eine Deckschicht bilden. Ähnlich hat der Verfestigungsgrad eines Gesteines und dessen lithologische Ausbildung auch für die Migration eine vorherrschende Bedeutung. Bei mehr oder weniger plastischen Gesteinen des jüngeren Miozäns oder Pliozäns dieses Gebietes verläuft die Migration hauptsächlich lateral in Sandschichten. Bei mehr verfestigten Gesteinen des unteren Miozäns und besonders bei zerklüfteten Gesteinen des Flysch übernimmt die vertikale Migration an Dilatationsklüften eine massgebende Rolle. In diesen Schichten sind in zahlreichen Bohrkernen Erdölimpregnationen an Klüften bekannt. Auch bei einigen Erdöllagerstätten im Basalkonglomerat konnte eine vertikale Einmigrierung aus dem liegenden Flysch festgestellt werden. In einzelnen Fällen wurde auf Grund ausgeglichener Gasdrücke eine Verbindung von neogenen und Flyschlagerstätten festgestellt. Solche Fälle wurden besonders bei ausgeprägten morphologischen Elevationen oder bei einer Kommunikation beider Schichten an Bruchflächen festgestellt.

Dem umstand, dass in zahlreichen Schichten, wie zum Beispiel in den Tynetzer Sanden oder im Basalkonglomerat es zu Ölanhäufungen nur in linsenförmigen Fallen kommt, wogegen zusammenhängende mächtigere durchlässige Schichten wasserführend sind, konnten wir als einen Beweis einer *gleichmässigen Migration* des Erdöls und *ungenügender geeingneten Ölfallen* anführen.

Die Zeit der Erdölanhäufung war bei rein faziell bedingten Linsen seit dem Beginn der Sedimentation festgestellt. Bei der Mehrzahl tektonisch abgegrenzten Ölfallen handelte es sich um eine verhältnissmässig späte Akkumulationszeit. Bei einer Lagerstätte, wo unter dem Öl eine mächtige wasserführende Schicht mit Ölemulsion angentroffen wurde, wurde auf eine bisher andauernde vertikale Migration geschlossen.

Wir haben s t a b i l e und u n s t a b i l e Ö l l a g e r s t ä t t e n (Ölfallen) unterschieden. Als stabile Lagerstätten bezeichen wir solche, die zum Beispiel an Dome gebunden sind, wo eben das Erdöl, oder das Erdgas, nachdem es einmal in die Ölfalle eingedrungen ist, auch schon darin erhalten bleibt. Unstabile (unstete) Ölfallen sind hingegen zum Beispiel an Brüchen, wo es nach wiederholten Bewegungen an dem Bruch zur Kommunizierung der Lagerstätte mit einem Sand kommen kann und dadurch auch zur Entleerung des Lagerstätteninhaltes.

Regionalen Charakters ist die Feststellung, dass es eine Beziehung zwischen der Ausbreitung der oberburdigalischen Öllagerstätten und den Stellen mit grösster Mächtigkeit des Schliers und des Konglomerats gibt.

Im Oberburdigal-Konglomerat haben wir z w e i A r t e n v o n L a g e r s t ä t t e n r e g i m festgestellt. Ein selbständiges Regim ist in den einzelnen abgeschlossenen Sandlinsen, aber auch die ganze Konglomeratschicht weist in einzelnen Teilen der Struktur Anzeichen eines zusammenhängenden Regims auf.

Institut für Erdölforschung,
Brno

Erklärungen zu den Abbildungen

A b b. 1 Strukturkarte an der dritten Zone des Oberhelvets im nördl. Teil des Innteralpinen Wiener Beckens.

A b b. 2. Strukturkarte gezeichnet an die Obergrenze des oberburdigalischen Basalkonglomerates (an den Stellen wo das Basalkonglomerat nicht entwickelt ist, ist die Karte auf die Burdigal-Flyschgrenze konstruiert). E r k l ä r u n g e n: 1. Begrenzung des Konglomerates.

A b b. 3. Mächtigkeitskarte des Basalkonglomerates im Oberburdigal im N. Teil des Inneralpinen Wiener Beckens. E r k l ä r u n g e n: 1. Die südliche Begrenzung des Konglomerates.

Abb. 4. Mächtigkeitskarte des Oberburdigals im N. Teil des Inneralpinen Wiener Beckens.

Abb. 5. Strukturkarte gezeichnet an die Obergrenze des Horizontes H_1 im Oberburdigal des Feldes Lužice—Nord mit eingezeichneter Begrenzung der Lagerstätte. Auf Grund der Angaben von V. Špička. Erklärungen: 1. Diskordanter Kontakt mit Torton; 2. Begrenzung der Vermergelung; 3. Erdöl; 4. Erdgas; 5. Wasser; 6. Horizont nicht entwickelt.

Abb. 6. Querprofil durch das untere Burdigal im Gebiet von Lužice.

JÁN BEŇO

POZNATKY Z MINERÁLNO-GEOCHEMICKÉHO VÝSKUMU LOŽISKA MNÍCH V ROŽŇAVSKOM BYSTROM

(Tab. V-VIII, nemecké resumé)

Sideritové ložisko Mních pri Rožňavskom Bystrom v Spišsko-gemerskom rudohorí je hydrotermálne žilné; leží blízko rozhrania hornín staršieho paleozoika a karbónu. Výplň tvoria minerály troch zrudňovacích fáz, a to siderit, magnetit, hematit, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, kremeň, albit, turmalín, rutil a sericit.

Ložisko je intenzívne porušené dislokáciami a ohýbané vrásovou alpskou tektonikou, na základe čoho považujeme zrudnenie za hercýnske.

Úvod

Ložisko Mních leží v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi obcami Rožňavské Bystré a Rakovnica na južnom svahu vrchu Mních (k. 649), ktorý je súčasťou masívu Tureckej, spadajúceho smerom na juh rýchlo do údolia genčského potoka. Na druhej strane sa prudko dvíhajú vápence Plešiveckej planiny. Na západe je toto údolie uzavreté kopcami Teplá stráň a Sivá skala, kým smerom východným sa postupne rozširuje a vyúsťuje do rožňavskej kotliny.

Okolitý terén je morfologicky silne členitý. Samotný masív Tureckej, zložený prevažne z porfyroidov, je rozčlenený eróziou povrchových vôd. Jednotlivé rázsochy majú strmé sklony, väčšinou porastené miešaným lesom, v ktorom prevláda dub. Južná strana Tureckej je zložená z kremencovo-zlepencového materiálu, ktorý sa zvlášť výrazne prejavuje v niekoľkých bralách a v bližšom okolí ložiska.

Úpätie masívu je prikryté hrubou vrstvou hliny, premiešanej s obrovskými balvanmi zlepencov a porfyroidov. Ložisko je sprístupnené štôlňou, založenou približne na rozhraní zlepencov a svahových hlín.

Prehľad geológie bližšieho okolia ložiska

V najbližšom okolí ložiska Mních vystupujú porfyroidy, pieskovce, kremence a zlepence, na vznik ktorých, a hlavne na ich stratigrafický vek boli rôzne názory. Starší autori (Andrian, Hauer, Kiss — 1868—1869) považovali rožňavské porfyroidy za ruly, prípadne zelené bridlice, svory, droby atp. Až Scha-

farzik (1902) zistil, že predtým označované ílovité bridlice, alebo „karpatský gneis" sú vlastne kremité porfýry, porfyroidy, klastoporfyroidy a metamorfované sedimenty.

Podľa neho erupcie kremitých porfýrov v oblasti Rožňavy sú permského veku, teda mladšie ako karbónske metamorfované vápence.

Súvrstvie pieskovcov, kremencov a zlepencov v tejto oblasti podrobnejšie študoval Böckh (1904) a zaradil ich do permu.

Andrusov a Matějka (1931) rozlišujú v tejto oblasti dva celky: gelnickú sériu — tvorenú porfyroidmi a fylitmi neznámeho veku, a paleozoické súvrstvie kremencov a zlepencov.

Šuf (1936) pre porfyroidy a tufity ponecháva názov *gelnická séria* a súvrstvie pieskovcov, kremencov, zlepencov označuje ako *rožňavsko-železnická séria.* Na základe mikroskopických štúdií uvádza, že materiál poslednej pochádza zo série gelnickej t. j. staršej.

Po druhej svetovej vojne tu pracovali viacerí geológovia, ktorí spresnili a doplnili mapy a názory starších geológov.

Tak Fusán (1955) spresňuje hranice a postavenie porfyroidov a ostatných hornín gelnickej série, ktoré zahrňuje pod názov *kambrosilúrska séria* (Fusán — Máška — Zoubek 1955). Šufovu rožňavsko-železnickú sériu zaraďuje do karbónu na základe faciálneho vývoja. Máška (1927) zaraďuje zlepencové súvrstvie do permu pod názvom *železnicko-jasovská séria.*

Prieskumné práce na ložisku Mních vykonávali pracovníci VSRP Palčák, Litavec, Abónyi; problémami mineralógie na ložisku sa zaoberal autor tejto práce, orientačné chemické a spektrálne analýzy vyhotovilo laboratórium VSRP v Spišskej Novej Vsi.

Geologické pomery ložiska

Banské práce na ložisku Mních umožňujú nám pomerne dobre sledovať povahu hornín i ich vzájomný vzťah. Z hľadiska petrografie sú horniny hodne spestrené rôznymi vplyvmi druhotných procesov (dynamometamorfóza, hydrotermálne zmeny). Zvlášť silne sa prejavili tlakové účinky na zlepencoch a porfyroidoch, ktoré majú veľmi rôznorodé zloženie a štruktúru.

Staršie paleozoikum

Možno tu sledovať *kremité porfýry, okaté porfyroidy* a *tenkobridličnaté porfyroidy.* Typické kremité porfýry sú pomerne celistvé, ich odlučnosť sa prejavuje len slabo a nepravidelne.

I makroskopicky možno pozorovať ich zjavnú porfýrickú štruktúru. V masívnej hornine sú dobre viditeľné zachované výrastlice kremeňa a živcov o rozmeroch 10—15 mm. Kremeň výrastlíc má náznaky pôvodnej idiomorfnosti, ktorá je často zotretá neskoršou metamorfózou a korodovaním jedincov kremeňa okolnou

hmotou. Na rozdiel od porfyroidov nie sú šošovkovitého tvaru; tlakové účinky sa prejavili len undulóznym zhášaním a len čiastočným drtením okrajov zŕn.

Živce sú hojné makroskopicky i mikroskopicky; sú silne zmenené hlavne sericitizáciou a na povrchu aj kaolinizáciou; ale miestami sú dobre rozoznateľné tenké lamely plagioklasov, ktoré prevládajú. Väčšinou sú to kyslejšie členy izomorfného radu, odpovedajúce albitoligoklasu.

Základná hmota horniny je jemnozrnná až jemnošupinkovitá, zložená prevažne zo zŕn kremeňa a živcov, ďalej zo šupín sericitu a chloritu. Vplyvom rovnomerného rozptýlenia sericitu a chloritu nadobúda hornina šedozelenkavú farbu. Základná hmota kremitého porfýru je už čiastočne usmernená paralelne.

Tieto typické kremité porfýry len pozvoľne prechádzajú do porfyroidov, ktoré sú už badateľne usmernené tlakom, niekde až natoľko, že hornina má tenkobridličnatý charakter. Na rozdiel od porfýrov, výrastlice porfyroidov sú silne drtené až na mozaikovú štruktúru a vytvárajú šošovkovité útvary v silne stlačenej základnej hmote. Kremeň výrastlíc je silne drtený, s výrazným undulóznym zhášaním, miestami vidieť na zvyškoch vplyv magmatickej korózie; drť je stmelená mladším kremeňom.

Živce sú sericitizované, rozložené, pričom na ich úkor sa vytvoril druhotný kalcit, ktorý tvorí miestami drobné zhluky.

Základná hmota je šupinkovitá, paralelne usmernená, zložená zo sericitu a chloritu. Miestami badať zvyšky živcov a biotitu vo forme nepravidelných zŕn.

Akcesoricky obsahujú šmuhy limonitu, prípadne zrnká hematitu a magnetitu, zväčša vnesené do horniny hydrotermálnymi roztokmi.

Karbón

Výraznou horninou tohto súvrstvia sú *brekciovité zlepence*, rozšírené na povrchu v tesnej blízkosti ložiska i smerom na východ a západ od neho. Naše pozorovania len potvrdzujú vývody Šufa (1936).

Hlavnou zložkou zlepencov sú pomerne veľké (4—5 cm) ostrohranné úlomky *kremeňa* mliečnobielej farby. Úlomky sú nedostatočne opracované; pravdepodobne prekonali len krátky transport.

Okrem kremeňa sú časté úlomky *kremencov, pieskovcov, fylitov* a *porfyroidu*.

Tmel je väčšinou kremitý, s hojnou prímesou sericitu a chloritu, následkom čoho tmel nadobúda zelenkavú farbu a väčšie celky zlepencov sú hodne pestré (biele úlomky, zelený tmel).

Popri týchto zlepencoch sa vyskytujú aj zlepence s jemnejšími valúnmi, viac opracované a dosť podobné porfyroidom najmä tým, že obsahujú časť rozoznateľných živcov a vplyvom tlaku sú práve tak deformované ako porfyroidy. V prekopoch možno pozorovať dva až tri metre mocné polohy týchto zlepencov, ktoré pozvoľne prechádzajú do porfyroidov a brekciovitých zlepencov. Materiál zlepencov pochádza prevažne z podložných porfyroidov.

Ďalšie horniny ako *pieskovce, piesčité bridlice* a *kremence* sú v podradnejšom množstve. V podstate tvoria vložky a polohy v zlepencoch, vzniklé nahromadením tmelu vápencov. V bani (Šuf 1936) v pieskovcoch pozvoľne pribúdajú ojedinelé valúny kremeňa, až nakoniec valúnový materiál prevláda nad psamiticko-pelitickým; tento zjav sa opakuje viac razy za sebou.

Pieskovce sú prevažne z kremeňa, menej zo živcov; základná hmota je sericiticko-chloritická, miestami s väčším podielom ílovito-vápnitej zložky.

Celý komplex okolných hornín bol postihnutý vrásnením, ktoré nebolo rovnomerné, ale prebiehalo nepravidelne, o čom svedčia pomerne dobre zachované partie porfýrov v tesnej blízkosti silne vyvalcovaných porfyroidov. Z vlnovitého priebehu vrásnenia týchto hornín usudzoval Šuf, že vrásneniu prekážali stuhnuté masy žulových intrúzií. Vrásnenie nebolo jednorázové, ale sa opakovalo, pričom jednotlivé fázy boli doprevádzané častými poruchami hornín (zlomy a prešmyky), ktoré ešte viac komplikujú i tak zložitú stavbu okolných hornín a samotného ložiska.

Morfologický charakter ložiska

Sideritové ložisko Mních je hydrotermálne-žilného typu podobné ostatným žilám tejto oblasti po stránke mineralizačnej i tektonickej.

Hlavnou rudnou zložkou je *siderit;* prítomný je aj *magnetit, hematit, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit,* a tiež *kremeň, albit, turmalín, rutil* a *kalcit,* v oxydačnom pásme *limonit* a *baryt.*

Pri podrobnom mapovaní ložiska (Abonyi 1957) sa zistilo, že na ložisku je viac žíl, ktoré následkom tektonických porúch sú posúvané v rôznych smeroch, takže vzniká zložitá sústava rudných žíl.

Dve žily možno označiť za hlavné, ktoré majú najväčší význam z hľadiska ekonomického, keďže ich mocnosť a kvalita odpovedá exploatačným požiadavkám. Ide o žily tvorené prevažne kvalitným sideritom s menším množstvom kremeňa, sulfidov, ankeritu.

Podradnejší význam majú ďalšie tenšie žily, ale dôležitý je ich vzťah k hlavným žilám, a hlavne ich mineralizácia, v ktorej popri siderite vystupuje v značnejšom množstve magnetit, hematit, sulfidy, kremeň, albit a turmalín.

Generálny smer ložiska je V—Z, len časť ložiska má S—J smer. Úklony žíl sa pohybujú okolo 40° k S, resp. k Z. Zrudnenie je približne na rozhraní karbónskych hornín a porfyroidov; rudné žily však nerešpektujú styk karbónu a porfyroidov, ale ho niekde pretínajú. Pôvodné pukliny sa vytvorili hlavne v masívnejších zlepencoch, prípadne na styku zlepencov a pieskovcov. V JZ a južných častiach žíl pozorujeme ich vejárovité roztrieštenie v zlepencoch. Ložisko je značne porušené poruchami rôzneho charakteru. Najstaršie poruchy vznikli pôsobením tlakov v smeroch paralelných alebo skoro paralelných so smerom žíl. Pod ich vplyvom sa rudné celky nasunuli na seba a vytvorili nadúreniny, kde výsledná mocnosť

žily dosahuje až 2—3 násobok pôvodnej. Amplitúda týchto smerných posunov je malá (asi 10—15 m). Dislokácie nie sú vyplnené mylonitom, ale často mladším sideritom, ktorý zrástol so starším, takže sledovanie poruchy je veľmi obťažné.

Ďalšie poruchy majú smer V—Z, resp. JV—SZ, teda skoro paralelný so žilami. Tam, kde pretínajú rudné telesá, značne ich znehodnocujú, lebo jednotlivé sideritové bloky sa roztrúsia aj na väčšie vzdialenosti.

Najmladšie dislokácie sú smeru SV—JZ, prevažne priečne na priebeh žíl. Výplň porúch je ílovitá, niekedy až 1 m mocná. Priebeh žíl a hlavné tektonické rysy sú znázornené na obr. 1, 2 (str. 40, 41).

Smer vlastných žíl sa často mení aj na pomerne krátku vzdialenosť buď následkom menších porúch, alebo tým, že sa ohýbajú do tvaru miernej vlny. Tieto tzv. sigmoidálne žily majú svojrázny charakter.

Pri sledovaní žily v horizontálnom smere možno pozorovať v rudnom telese kremenné žily, ktoré pretínajú siderit priečne od jedného po druhý okraj žily (tab. V, 1, 2). Vzniká tým určitá „rebríkovitá" textúra žily v horizontálnom smere; táto je odlišná od podobnej textúry vertikálneho smeru tým, že kým v druhom prípade ide o zóny prekremenenia, ktoré viac-menej postupne prechádzajú do rudy, zatiaľ v našom prípade na styku kremeňa so sideritom je ostrá hranica a kremenná žila je zjavne mladšia ako siderit.

Tento zjav si možno vysvetliť tým, že pri vrásnení a ohýbaní hornín bola ohnutá aj sideritová žila, pričom na miestach najväčšieho napnutia sa vytvorili priečne pukliny, ktoré sa vyplnili kremeňom. Takýto zjav nie je ojedinelý v rudohorí. O prehýbaní sideritových žíl svedčí aj skutočnosť, že na niektorých miestach ohybu (s malým polomerom) badať na siderite cibuľovitú odlučnosť, pričom styčné plochy jednotlivých šupín sú značne vyleštené a tvoria tektonické zrkadlo.

Na možnosť zvrásnenia sideritových žíl spolu s porfyroidmi poukázal už A h l b u r g (1913), podľa ktorého rudné žily postihlo karbónske vrásnenie. Neskôr geológovia dokázali (P a p p 1919), že zrudnenie je pokarbónske.

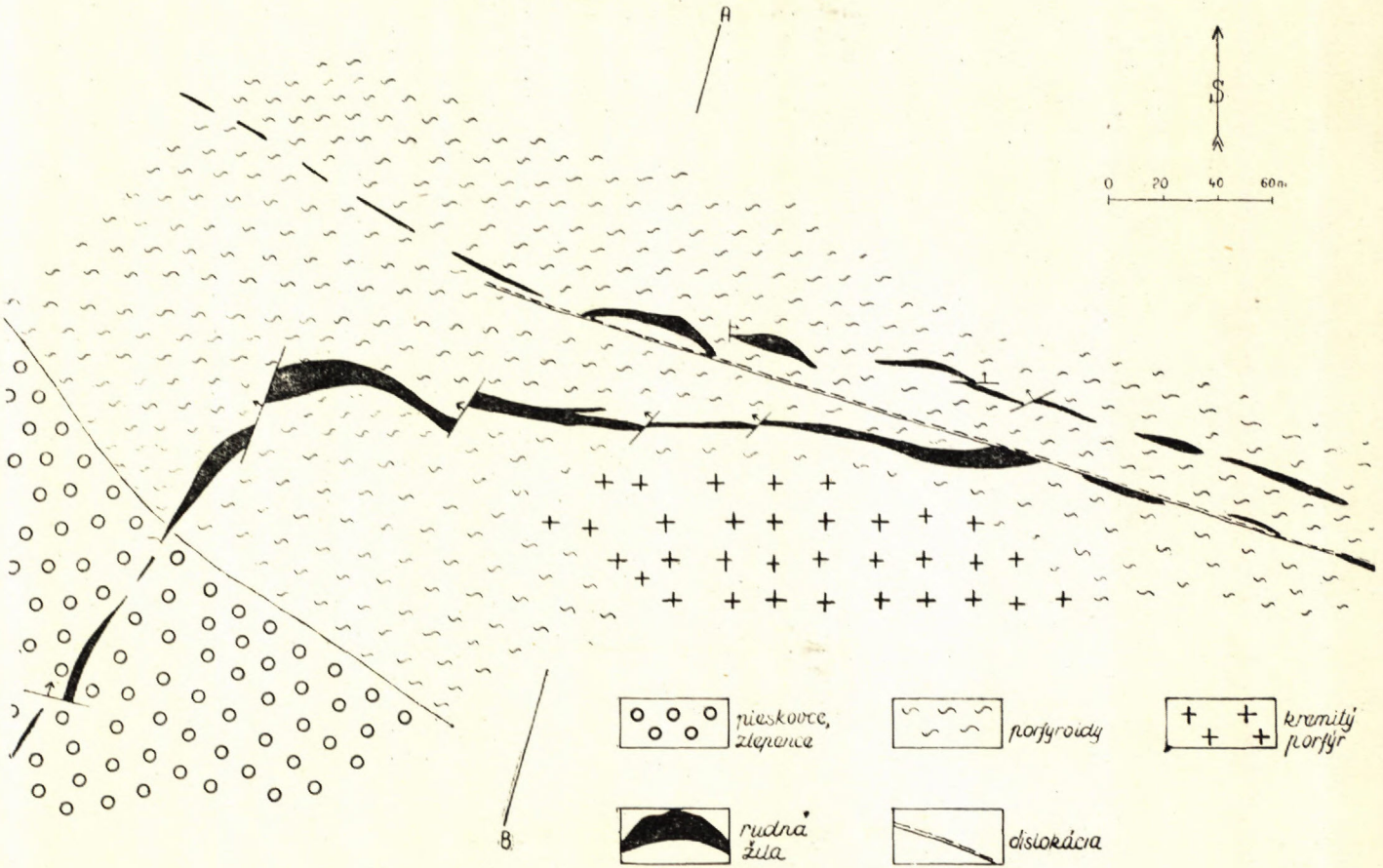
Odhliadnuc od nesprávneho aplikovania veku zrudnenia, novšie pozorovania potvrdzujú, že Ahlburgovo tvrdenie o vrásnení žíl spolu s porfyroidmi je reálne. Ukazuje sa, že sideritové žily za určitých podmienok nie sú také krehké, ako sa zdá pri skúmaní rudy v malom kúsku, resp. krehkosť sa prejavuje len na určitých miestach žily tým, že sa tam vytvoria pukliny.

Minerálne zloženie rudnej výplne

Rudná výplň obsahuje prevažne *siderit*, menej *magnetit*, málo *sulfidov* a z nerudných minerálov *ankerit, albit, kremeň, turmalín* a *sericit*.

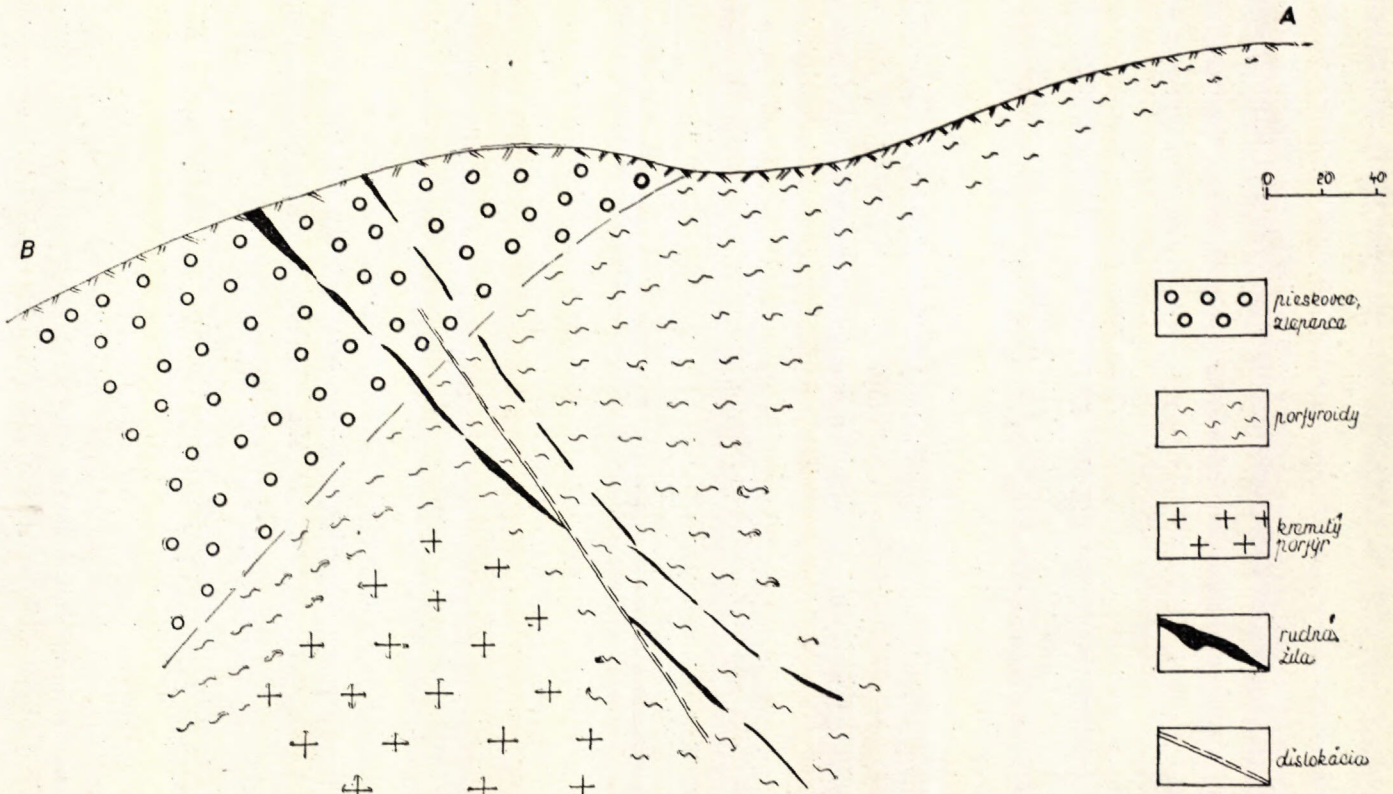
Jednotlivé minerály boli študované makroskopicky priamo v bani a mikroskopicky v laboratóriu. Z niektorých minerálov sa urobili polokompletné chemické a spektrálne rozbory.

HORIZONTÁLNY REZ LOŽISKOM MNÍCH



Obr. 1

PRIEČNY REZ LOŽISKOM MNÍCH



Obr. 2

Siderit sa vyskytuje aj makroskopicky v dvojakej forme. Prevláda hrubozrnná forma, tvorená veľkými romboedrami šedohnedej farby o špec. váhe 3,82. Hrubozrnné partie sideritu sú väčšinou čisté, neobsahujú kremeň, magnetit a ostatné prímesi. Tam, kde v žile pribúda magnetit alebo kremeň, mení sa charakter rudy na jemnozrnnejší, pričom mikroskopicky sa javia tieto časti rudy ako určité prekryštalizovanie, pravdepodobne následkom tepelných zmien. Tieto časti sideritu sú značne prestúpené aj jemnými šupinkami sericitu, čím ruda dostáva striebrošedý nádych.

Druhou formou je veľmi jemnozrnný, skoro celistvý siderit, ktorý je mladší ako predošlý. Svedčia o tom početné drobné žilky, ktoré pretínajú hrubozrnný siderit, alebo partie, kde drtený hrubozrnný siderit je stmelený jemnozrnným sideritom.

Ide teda o dve generácie sideritu, pričom určité náznaky hovoria za to, že II. generácia vznikla regeneráciou prvej.

Siderit II. je značne znečistený kremeňom a sericitom, a miestami i albitom a turmalínom. Priestorové rozloženie jednotlivých foriem sideritu na ložisku nie je ustálené, lebo obidve formy sa vyskytujú v hlbších partiách ložiska i bližšie k povrchu, na východnom i na západnom konci.

Určitá zákonitosť je v tom, že vedľajšie tenšie žily obsahujú jemnozrnný siderit a sú viac znečistené inými minerálmi ako hlavné žily, ktoré sú len miestami znečistené hlavne na styku, alebo križovaní s vedľajšími žilami.

Chemické zloženie sideritu bolo sledované dvoma analýzami separovaného hrubozrnného materiálu. Jemnozrnná forma nebola analyzovaná pre zjavnú nespoľahlivosť výsledku, keďže obsahuje mnoho jemných heterogénnych častíc iných minerálov.

Rozdiel v chemickom zložení je dosť markantný, hlavne čo do obsahu Mg, ktorý je v druhej vzorke skoro štvornásobne vyšší. Úmerne stúpol aj obsah vápnika a mangánu.

Úbytok železa a zvýšenie obsahu horčíka môže byť následkom primárnych hĺbkových rozdielov, hlavne zvýšením obsahu iónov Mg v roztoku, z ktorého kryštalizovali karbonáty. Tento zaužívaný názor najpohodlnejšie vysvetľuje horeuvedené rozdiely v chemizme sideritu.

Na spodnom obzore je však značné množstvo čistého ankeritu vo forme žíl alebo závalkov, ktoré zatlačujú pôvodný hrubozrnný agregát sideritu. Medzi sideritom a ankeritom je ostrá hranica a telesá ankeritu sú zjavne mladšie ako siderit.

Nie je teda vylúčený prípad žilnej metasomatózy medzi ankeritom a sideritom, t. j. obohatenie sideritu o horčík a železo. Riešenie tohto problému vyžaduje ďalšie podrobné štúdium chemizmu minerálov.

Magnetit je druhým najhojnejším minerálom po siderite. Priestorove je najviac viazaný na vedľajšie, tenšie žily, na ktorých miestami tvorí celú žilu, pričom siderit ubýva alebo sa celkom stráca. Na hlavných žilách vystupuje mag-

netit väčšinou blízko okrajov a porúch, miestami sa nahromadil vo väčšom množstve, inde len v stopách. Nahromadený magnetit tvorí často skoro monominerálny agregát, zložený z jemných zŕn, ktoré sa makroskopicky zdajú celistvé.

Sú to čierne, masívne rudy monotónne, miestami s menšími uzavreninami pyritu a sideritu. Špecifická váha kompaktného magnetitu je 4,93. Pri chalkografickom pozorovaní sa celistvý agregát javí ako množstvo viac-menej idiomorfných izometrických zŕn magnetitu, ktoré sa tesne dotýkajú alebo sú zrastené. Tmelom je siderit, inokedy kremeň. Časté je prerastanie magnetitových zŕn lištami spekularitu, čím sa zvyšuje obsah trojmocného železa v rude. Magnetit z týchto partií je len málo, alebo vôbec nie je martitizovaný.

Prítomnosť intímnych zrastov spekularitu s magnetitom potvrdzuje aj chemická analýza celistvého magnetitu.

Odlišný charakter má magnetit na hlavných žilách, kde väčšinou tvorí prúžky uzly a žilôčky v siderite, do ktorého vniká pozdĺž štiepnych plôch spolu s pyritom. Tým sa vytvára charakteristická sieťová textúra rudy, kde romboedre sideritu sú lemované tenkými prúžkami magnetitu. Miestami je siderit úplne zatlačený, prerážaný a obalený magnetitom, takže budí dojem brekcie.

Mikroskopicky sú tieto prúžky zložené tiež z množstva nepravidelných allotriomorfných zŕn; na ich okrajoch badať intenzívnu martitizáciu.

Vzťah magnetitu k sideritu je dvojaký; makroskopický magnetit jasne vniká do kryštalického sideritu. Uzavreniny hrubozrnného sideritu v celistvom magnetite jasne poukazujú na starší vek sideritu. Pri mikroskopickom štúdiu sú jednotlivé magnetitové zrnká stmelené, prípadne prerážané sideritom vo forme tenkých žilôčiek. I tieto okolnosti potvrdzujú existenciu dvoch generácií sideritu.

H e m a t i t vo forme spekularitu nie je zvlášť hojný na ložisku. Väčšinou je tesne zrastený s magnetitom. Veľa spekularitu je na niektorých miestach vedľajších žíl, kde je chaoticky zrastený s magnetitom, turmalínom, ankeritom a kremeňom. Inde vytvára snopovité útvary v siderite alebo v kremeni, pričom jednotlivé tenké lišty spekularitu sú intenzívne ohýbané, skoro zvrásnené následkom tlakov pri kryštalizácii.

Spektrálna analýza ukazuje, že zloženie hematitu je pomerne pestré. Výsledky spektrálnej analýzy: *hlavné prvky:* Fe, Ti, Si, Al; *vedľajšie:* Ca, Mg, Mn; *stopové:* Co, Cu, Ni, V, Cr.

P y r i t je podradný minerál, roztrúsený po celom ložisku, väčšinou v siderite alebo v kremeni. Zvlášť veľa pyritu je nahromadené v partiách, kde je siderit zatlačovaný kremeňom. V kremeni sa nachádzajú idiomorfné zrná pyritu, usporiadané do akýchsi hniezd, alebo na styku kremeňa a sideritu tvoria zhluky, agregáty často väčších rozmerov. Veľkosť zŕn sa pohybuje od desatín mm až po 1 cm i viac. Menšie zrná v sprievode magnetitu sú nepravidelné, ostrohranné, často popráskané, kým zrná, uložené v kremeni sa vyznačujú idiomorfnosťou vo forme pentagonálnych dodekaedrov s typickým rýhovaním na plochách, miestami

s kostrovitým rastom. Tieto kryštáliky sú čiastočne deformované, čo môže svedčiť o pôsobení tlaku v prostredí. Sú obalené čistým, mliečne bielym kremeňom. Vzťah pyritu k magnetitu a sideritu je skoro rovnaký. Vo väčšine prípadov pyrit a magnetit vystupujú súčasne, pričom ani jeden minerál nejaví známky zatlačovania druhého, okrem prípadov, keď je pyrit uzavretý v celistvom magnetite. Inde zas pyritové zrno obsahuje uzavreniny magnetitu i sideritu. Samotný pyrit je hodne popraskaný a jeho trhlinky sú vyhojené mladším karbonátom, pravdepodobne sideritom II. generácie. Tieto žilôčky prerážajú aj hranicu magnetitu a pyritu, teda trhlinky vznikli až po vykryštalizovaní magnetitu a pyritu.

Chalkopyrit vystupuje akcesoricky; jeho nepravidelné sporadické zrnká v siderite a tetraedrite majú úplne podradný význam v pomere k ostatným minerálom.

Tetraedrit je akcesorický minerál, ale miestami sa hromadí do väčších zhlukov buď v siderite alebo na styku sideritu s kremeňom. Je zjavne mladší ako siderit, do ktorého vniká šmuhovite za sprievodu kremeňa. Obsahuje uzavreniny pyritu a nepatrné šmuhy chalkopyritu. Väčší význam z hľadiska hospodárskeho ani genetického nemá. Je zaujímavý obsahom rôznych prvkov, ktoré napriek značnej pestrosti sa javia ako stále súčiastky vo všetkých tetraedritoch Spišsko-gemerského rudohoria. Špecifická váha teraedritu z „Mnícha" je 4,83. Výsledok spektrálnej analýzy: *hlavné prvky:* Cu, Fe, Sb, As, Bi, Zn; *vedľajšie:* Ca, Mg, Si, Mn, Co; *stopové:* Hg.

Z výsledkov kvantitatívneho chemického rozboru, vyhotoveného VSRP v Spišskej Novej Vsi vidno, že ide o tetraedrit s nízkym obsahom arzénu, ale so zvýšeným obsahom ortuti, teda o švacit.

Ankerit bol opísaný pri siderite; na vrchných obzoroch je v menšom množstve, smerom do hĺbky pribúda a tvorí aj monominerálne časti žily. Je biely, hrubozrnný s dobrou štiepateľnosťou. Zatlačuje agregáty sideritu vo forme žiliek alebo metasomaticky.

Napriek značnému rozšíreniu je mikroskopický výskum albitu sťažený tým, že všetky prístupné odkryvy albitu sú značne kaolinizované.

Priestorove je viazaný hlavne na vedľajšie žily, kde je spolu s turmalínom, magnetitom, hematitom a kremeňom. Relikty albitu obsahujú uzavreniny sideritu a sericitu.

Zdá sa byť mladší ako karbonáty a oxydy. Varček (1955) považuje albity na rožňavských žilách za staršie ako sideritové zrudnenie. Vidno teda, že albit nezaujíma stále miesto v postupnosti vylučovania, ale vylučuje sa podľa konkrétnych podmienok v rámci širšieho intervalu. Albit sa našiel v mnohých žilách (v okolí Rudňan a Gretla) zjavne mladších ako je sideritové zrudnenie (v diabázoch alebo vo fylitoch), pričom paragenéza bola len veľmi chudobná: albit—kremeň—epidot.

Turmalín tvorí na miestach nahromadenia albitu a kremeňa buď samo-

statné hniezda vrastené do kremeňa, alebo hrubé steblovité útvary v kremeni. Ide o skoryl — čiernu odrodu turmalínu. Miestami je rozdrvený na prášok podobný uhoľnému prachu.

Sericit — muskovit je veľmi hojný na celom ložisku a niektoré partie sideritu sú tak husto prestúpené jeho jemnými šupinkami, že ruda nadobúda striebristozelenkavý lesk. Šupinky sú veľmi čisté, slabo zelenkavé. Je uložený v štiepnych trhlinách sideritu, ale miestami tvorí menšie zhluky a nadobúda tabuľkovitý tvar, vlastný muskovitu.

Rutil bol zistený mikroskopicky v akcesorickom množstve. Jeho rozlámané ihličky sú zarastené v siderite.

Kalcit je v samotných rudných telesách veľmi zriedkavý a bez zvláštneho významu. Na niektorých trhlinách sideritu sa vyvinuli menšie kryštáliky kalcitu.

Kremeň je veľmi hojný, priestorove najviac rozšírený na okrajoch žíl, na vedľajších žilách a na miestach porušenia alebo ohybu žíl. Možno rozlíšiť celkom 3 generácie kremeňa podľa jeho pomeru k iným minerálom.

Vyskytuje sa v rôznych formách; v siderite bývajú kremenné žilky priečne alebo ako celé bloky kremeňa, inde sú husto prerastené albitom, turmalínom, hematitom a magnetitom.

Z minerálov oxydačnej zóny prevláda limonit v rôznych formách, od zemitých más až po lebníkovité a stalaktitové útvary. V rýhach sa našli aj závalky barytu. Miestami pri nepokročilej oxydácii možno nájsť aj zvyšky pyritu.

Postupnosť vylučovania minerálov

Zjavne najstarším minerálom na ložisku je hrubozrnný siderit I. generácie, zatlačovaný všetkými ostatnými minerálmi. Jeho vylučovanie bolo doprevádzané vylučovaním kremeňa, ktorý v ňom tvorí miestami závalky alebo nepravidelné útvary. Ide o starý kremeň I. generácie s malým množstvom pyritu. Táto fáza vylučovania bola kľudná, plynulá.

Po tejto mineralizačnej fáze nasledovalo vrásnenie, ktoré vytvorilo vnútrožilné trhliny a zoslabilo súdržnosť jednotlivých romboedrov v sideritovom agregáte.

Mineralizácia druhej fázy vyznela vyplnením vnútrožilných priečnych trhlín kremeňom a impregnáciou sideritového agregátu pyritom, magnetitom, hematitom, chalkopyritom a tetraedritom.

Záverom tejto fázy kryštalizovali približne súčasne rutil, sericit a siderit II. generácie. Kryštalizácia tejto fázy nebola kľudná, o čom svedčí jemnozrnný charakter sideritu II. generácie, rozdrvenosť pyritu a magnetitu, ich chaotické zrastanie i polámané ihličky rutilu, zarastené v siderite a kremeni.

V poslednej fáze sa vylučoval ankerit, albit a turmalín s kremeňom. Počas tejto fázy sa ešte stále vytvárali trhliny často na styku rudy s okolnou horninou alebo v porfyroidoch paralelne so žilami.

Výsledná sukcesia minerálov

Primárne minerály	
I. mineralizačná fáza:	hlavné prvky
siderit I. gen.	Fe, C, O
kremeň I. gen.	Si, O
pyrit I. gen.	Fe, S
II. mineralizačná fáza:	
magnetit	Fe, O
hematit	Fe, O
pyrit II. gen.	Fe, S
chalkopyrit	Fe, Cu, S
tetraedrit	Fe, Cu, S, Sb, Hg
rutil	Ti, O
sericit	K, Al, Si, O
siderit II. gen.	Fe, C, O
kremeň II. gen.	Si, O
III. mineralizačná fáza:	
ankerit	Fe, Cu, Mg, C, O
kalcit	Cu, C, O
albit	Na, Al, Si, O
turmalín	B, Fe, Mg, Al, Si, O
baryt ?	Ba, S, O
kremeň III. gen.	Si, O
Sekundárne minerály	
hematit (martit)	O
limonit	O, H

Samozrejme, tieto vzťahy medzi minerálmi sú oveľa zložitejšie a miestami odchýlne. Ani všetky časti ložiska horizontálne, resp. vertikálne, nie sú prístupné, čím prirodzene trpí aj hodnovernosť údajov, pozorovaných len na prístupných častiach ložiska. Bude potrebné získať ešte ďalšie dáta k spresneniu priebehu zrudnenia a vzájomného vzťahu jednotlivých minerálov v čase a množstve.

Genéza ložiska

V uplynulom storočí sa ustálil názor, ktorý zastáva dnes väčšina geológov, o hlbinnom hydrotermálnom pôvode rudných žíl tejto oblasti.

Na vekové postavenie rudných žíl je viac názorov. Otázka, či sú rudné žily v Spišsko-gemerskom rudohorí hercýnskeho alebo alpínskeho veku, podnes nie je jednoznačne vyriešená a máme len nepriame údaje na podporu tej alebo onej teórie.

Z našich pozorovaní na ložisku Mních a na analogických ložiskách blízkeho a ďalšieho okolia usudzujeme, že *prevažná časť zrudnenia je predtriasového, her-*

cýnskeho veku. Na študovanom ložisku v prospech tohto názoru hovorí značné tektonické postihnutie vlastného ložiska i jeho okolia (vrátane ostatných žíl).

Ďalším momentom je značná odlišnosť v minerálnom zložení medzi prvou a ostatnými minerálizačnými fázami; kým zloženie prvej fázy je typické pre všetky ložiská sideritu, prvky druhej a tretej fázy značne pripomínajú žulové intrúzie a ich sprievodnú mineralizáciu.

Z toho možno usudzovať, že minerály druhej a tretej fázy mohli vzniknúť účinkom žulovej intrúzie v blízkosti alebo pod masívom Tureckej, pričom pri obnovení starých prívodných ciest mohlo dôjsť k čiastočnej regenerácii minerálov prvej fázy a k premiešaniu staršieho rudného materiálu s mladšími roztokmi.

Záver

Na základe štúdia pomerov na ložisku Mních a pozorovania na ostatných ložiskách blízkeho okolia možno zhrnúť výsledky nášho štúdia takto:

1. Ložisko Mních je hydrotermálne sideritové ložisko žilného typu, zhodné s ostatnými žilami rožňavskej oblasti.
2. V časovej a látkovej postupnosti zrudnenia možno vymedziť tri fázy:
   a) prvá fáza je charakterizovaná starým sideritom;
   b) druhá fáza je charakterizovaná tektonickou deformáciou ložiska a prínosom oxydických minerálov železa (magnetit, hematit), ďalej sulfidov železa a medi. Táto fáza končí kryštalizáciou mladšieho sideritu (pravdepodobne regenerovaného);
   c) tretia fáza je charakterizovaná karbonátmi vápnika, horčíka (ankerit, kalcit) a hlavne kremičitanmi (albit, turmalín).
3. Paragenéza siderit-magnetit-albit-turmalín-ankerit je výsledkom silného vplyvu kyslých intrúzií alebo ich derivátov — pravdepodobne žulových apofýz.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Abonyi A.: Záverečná zpráva a výpočet zásob ložiska „Mních" v Rožňavskom Bystrom. Geofond, 1956. — [2] Beňo J.: Výskyt magnetitu na sideritových žilách okolia Rožňavy. Geologické práce, zoš. 38; 1954. — [3] Fusán O.: Záverečná zpráva na rok 1955. Rukopis GÚDŠ. — [4] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M.: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. SAV I. č. 1—2; 1953. — [5] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Sp. gemer rudohoria. Geologické práce, Zprávy 2; 1955. — [6] Ilavský J.: Metalogenetická mapa Sp. gemer. rudohoria. Rukopis VSRP, Sp. Nová Ves; 1956. — [7] Litavec J. Výročné zprávy o prieskumných prácach na ložisku Mních v Rožňavskom Bystrom. Rukopis. Archív VSRP, Sp. Nová Ves; 1956. — [8] Máška M.: Zpráva o výzkumu paleozoika Sp. gem. rudohoří (I. Perm). Zprávy o geol. výzk.

z r. 1956. Praha, 1957. — [9] Novák F.: Mineralogicko-petrografický posudek z rudního materiálu obvodu rožňavského (Mních, Béla, Mokrá, J. Nepomuk). Rukopis ÚVR, Kutná Hora; 1954. — [10] Papp K. Magyarország vasérc és köszénkeisletei. Budapest; 1915. — [11] Šuf J.: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Carpatica, Praha; 1936. — [12] Varček C.: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geologické práce, Zprávy 4. Bratislava 1955.

Vysvetlivky k obrazom

Snímky vyhotovil K. Hegenbart

Tab. V

Obr. 1—2 Priečne kremenné žily, končiace na styku žily s kolmou horninou. Zm. asi 6,5 ×.

Tab. VI

Obr. 1. Poloha kremeňa na styku porfyroidu (Pí) a sideritu. V kremeni (Kr) sú zhluky idiomorfných kryštálikov pyritu (Py). Zm. asi 10 ×.

Obr. 2. Väčší zhluk albitu (Ab) v kremitej žilovine; albit je rozdrvený a značne kaolinizovaný. Zm. asi 10 ×.

Obr. 3. Porušené, rozlámané zrná magnetitu (Mg) sú stmelené sideritom druhej generácie (Si), Zv. 2 ×.

Obr. 4. Vytváranie brekciovitej textúry rudy zatlačovaním sideritu (Si) magnetitom (čierny) a kremeňom (Kr). Zm. asi 10 ×.

Tab. VII

Obr. 1. Uzlovito-sieťové zatlačovanie sideritu (Si) magnetitom (čierny) po plochách štiepnosti. Naleštená plocha. Zv. 2 ×.

Obr. 2. Kremitokarbonátová žilovina tvorená magnetitom, hematitom, turmalínom, albitom, kremeňom, ankeritom. Zv. asi 2 ×.

Obr. 3. Porušené,rozlámané zrná magnetitu (Mg) sú stmelené sideritom druhej generácie (Si). Magnetit je intenzívne martitizovaný (He). Nábrus, bez nikolov. Zv. 150 ×.

Obr. 4. Tesné prerastanie magnetitu (Mg) a pyritu (Py); oba sú intenzívne drtené a ich pukliny vyplnené mladším sideritom (Si). Nábrus, bez nikolov. Zv. 130 ×.

Tab. VIII

Obr. 1. Stmeľovanie rozdrveného agregátu magnetitu (Mg) sideritom druhej generácie (Si). Nábrus, bez nikolov. Zv. 320 ×.

Obr. 2. Zaoblené magnetitové (Mg) zrná stmelené sideritom (Si), ktorý je zatlačovaný kremeňom (Kr). Magnetit je intenzívne martitizovaný (He).

Obr. 3. Vzájomné prerastanie magnetitu (Mg) s primárnym hematitom (He). Celý komplex je stmelený mladším sideritom (Si). Nábrus, bez nikolov. Zv. 150 ×.

Obr. 4. Dobre vyvinuté lišty primárneho hematitu (He) zarastené v kremeni (Kr). Nábrus, bez nikolov. Zv. 150 ×.

JÁN BEŇO

EINIGE ERKENNTNISSE AUS DEM MINERALOGISCH-GEOCHEMISCHEN STUDIUM DER LAGERSTÄTTE MNÍCH IN ROŽŇAVSKÉ BYSTRÉ

Die Lagerstätte Mnich liegt im Gebiet von Rožňava im Zips-Gömörer Erzgebirge. Die anliegenden Gesteine werden aus Porphyroiden und Quarzporphyren der Kambrosilur-Serie, weiter aus Sandsteinen, sandigen Schiefern und Konglomeraten des Karbons gebaut. Es handelt sich um eine gangartige Lagerstätte hydrothermalen Ursprungs mit überwiegender Sideritausfüllung. Ausser Siderit kommt in der Lagerstätte auch Magnetit, Haematit, Ankerit, weniger Pyrit, Chalkopyrit und Tetraedrit vor. Von übrigen (nicht metallischen) Mineralien kommt häufig Quarz, dann Albit, Turmalin, Rutil und Serizit vor. Die Lagerstätte ist von starken Dislokationen gestört und in S-förmige Gebilde gebogen.

Die Mineralisation der Lagerstätte verlief in drei Hauptetappen; die erste ist durch die Kristallisation des grobkörningen Siderits (I. Generation) charakterisiert.

Während der zweiten Phase war Magnetit, Haematit, Pyrit und Siderit (II. Generation) ausgeschieden.

In der dritten Phase war die Zufuhr von Sulphiden zu verzeichnen und auch die Ausscheidung von Albit und Turmalin nahm ihr Ende. Im Slowakischen Text werden Ergebnisse einiger chemischen und Spektralanalysen angegeben.

Es ist anzunehmen, dass die besondere Paragenese: Siderit-Magnetit-Albit-Turmalin eigentlich Ergebnis des Einflusses von sauren Intrusivgesteinen oder deren Derivaten — wahrscheinlich der Granitapophysen — darstellt.

Die Vererzung ist an den herzynischen Orogen gebunden, da der Gang intensiv gefaltet und durch alpidische Faltungsphase gestört ist.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

JOZEF VÁCLAV

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O ŠTRUKTÚRNE-GEOLOGICKOM A METALOGENETICKOM VÝSKUME OBLASTI JZ OD ŠVEDLÁRA

Počas mapovacích prác roku 1958 som študoval (do odvodenej mapy 1:5000) ložiská a indície v oblasti Stará Voda—Švedlár. Študované územie sa rozprestiera medzi obcami Švedlár—Stará Voda a 2 km na západ od Starej Vody; je teda ohraničené čiarou Švedlár — kóta Genier (105) — kóta Suchý vrch (823) — Kubičkova dolina — Starovodská dolina a späť na Švedlár Hnileckou dolinou.

Dĺžka študovaného žilného rajónu je asi 3 km (V—Z), šírka 2 km (S—J). Na celom študovanom území je 15 žíl (Bernardi, Randflecker, Pfaffen, Sonneschein, Linder, Altenberg, Spieler, Ross, Kunst Hockner, Uršula I a II, žila č. 13, František, žila č. 15, Boromeus; viď obr. 1); väčšina z nich, až na malé výnimky, je neprístupná. Posledné práce sa podľa arch. údajov datujú z roku 1938. Pôvodné banské práce boli zamerané na striebornú rudu v XIV. a XV. storočí a na medenú rudu v XIX. storočí, kedy nastal úpadok baníctva. Sledoval som hlavne haldový pingový materiál a podľa archívnych údajov som ich pomenoval. Podrobný popis žíl je v zprávе za rok 1958 (J. V á c l a v).

Geologické pomery

Celé územie je budované gelnickou sériou, ktorú zastupujú sedimentárne a vulkanické horniny. Sedimentárne detritické súvrstvie je zložené zo škvrnitých fylitov, piesčitých fylitov a kremencov. V menšom množstve sú zastúpené tmavé chloriticko-sericitické fylity. Z vulkanických hornín tu vystupujú porfyroidy, tufy kremitých porfýrov a horniny diabázového charakteru.

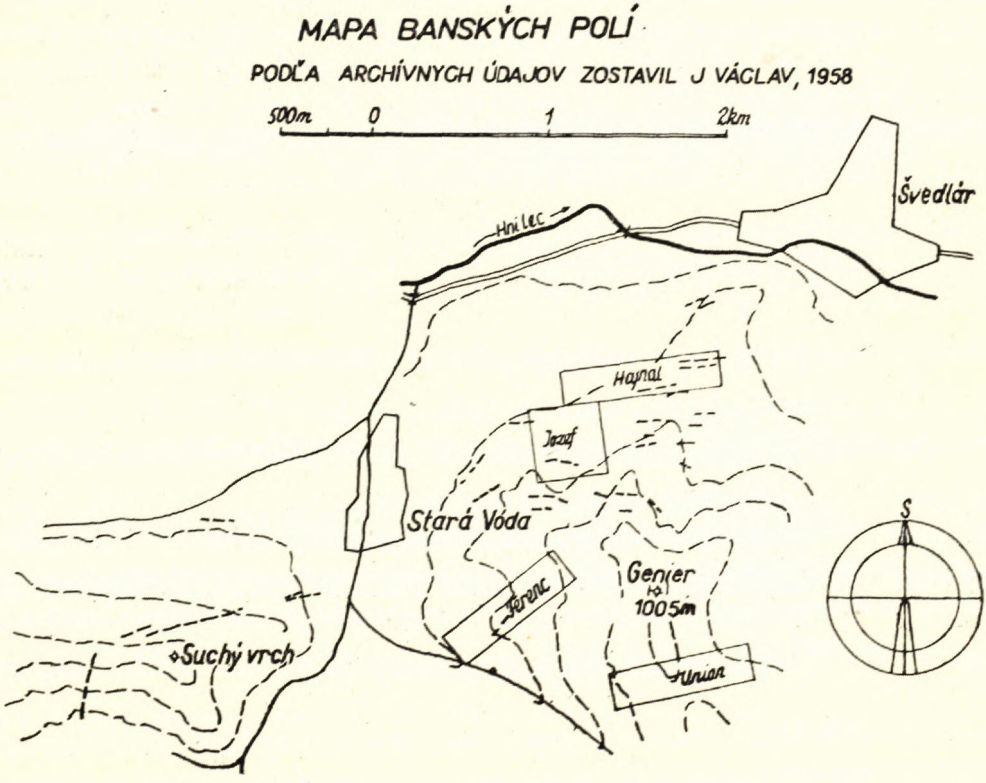
Porfyroidy tvoria v celom území bázu nadložných sedimentárnych a vulkanických (diabázové horniny a tufy kremitých porfýrov) hornín. Na kóte Genier vyskytujú sa porfyroidy i v nadloží sedimentárnych hornín.

Zvlášť charakteristický pre túto oblasť je výskyt diabázových hornín i priamo v porfyroidoch v normálnom vrstevnom slede (JZ od Starej Vody). Výskyty

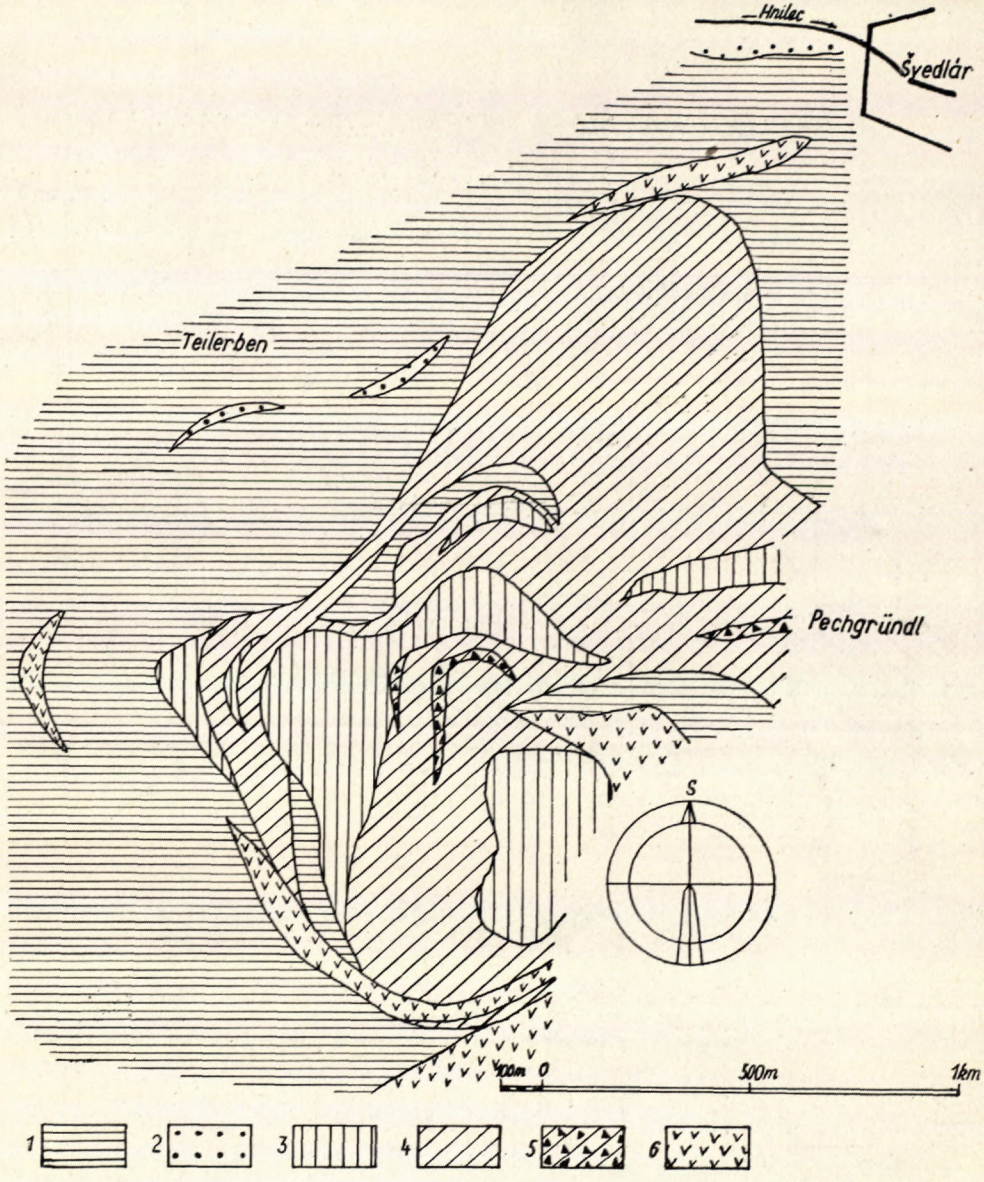
diabázových tufov a diabázov vo vrchnej časti gelnickej série boli známe už skôr (F u s á n 1956).

M á š k a (1956) spomína (v súvislosti s týmito horninami i v oblasti Stará Voda—Švedlár), že „patří, myslím dostatečne spolehlivě do série gelnické, jako její přirozená součást a jako její nejbázičtejší členy jejího submarinního magmatizmu". Škoda, že neuvádza, o ktoré výskyty konkrétne ide; ďalej však píše: „nemohu zatím ovšem vyloučit možnost, že některé z dnes známych výskytů patří skutečně k fylit-diabázové sérii a představují jen její části zvrásněné, nebo tektonicky (dislokačně) zaklíněné do gelnické série".

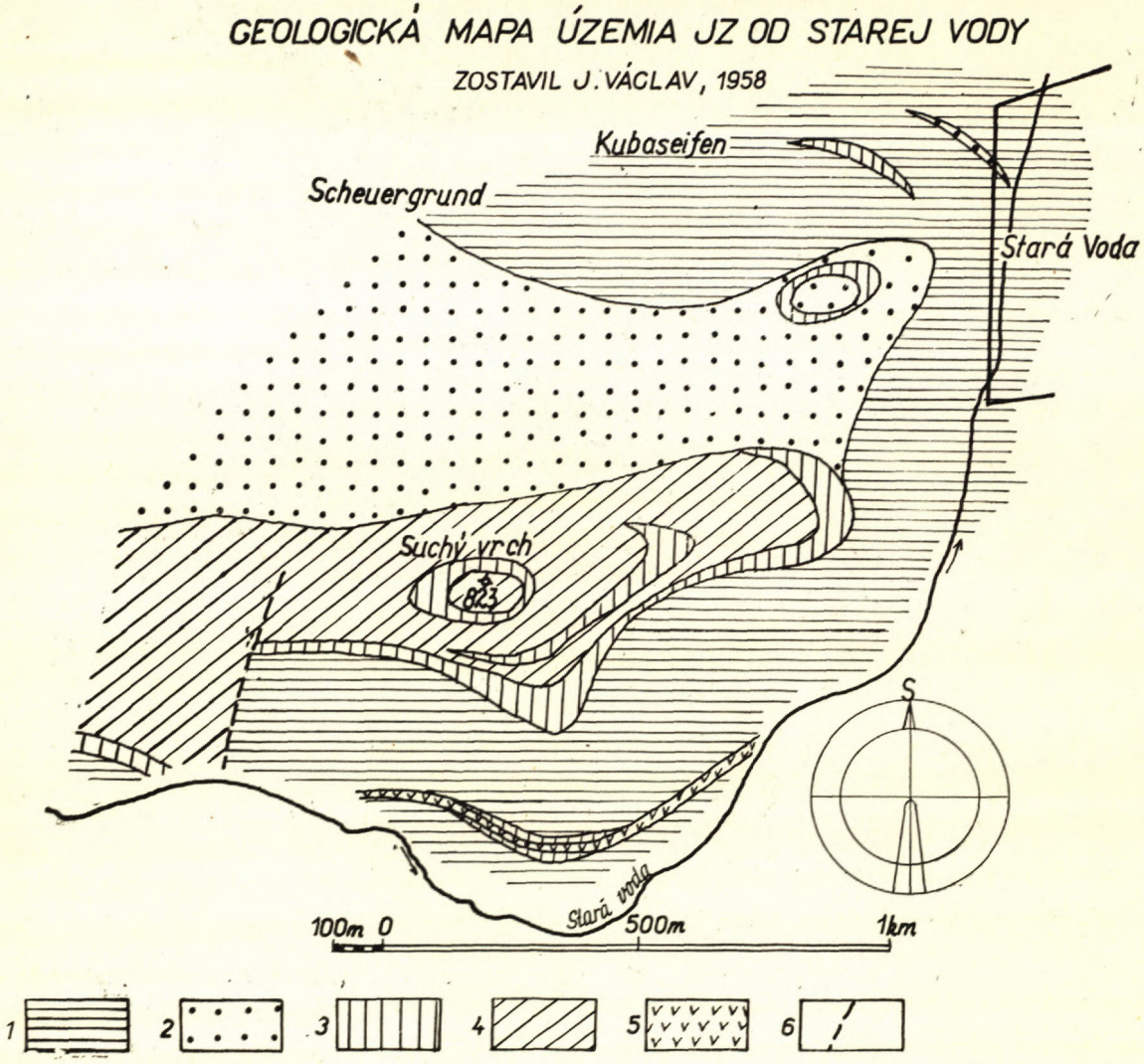
Venoval som tejto problematike zvýšenú pozornosť, tak polohe, vystupovaniu, ako aj pomeru diabázových hornín k ostatným horninám, hlavne porfyroidom. Je nesporné (viď obr. 2—4), že patria do gelnickej série, lebo tvoria s jej horninami jeden vrstevný komplex v harmonickom slede s pozvoľným prechodom (z diabázových hornín do porfyroidov), ktorý možno dobre pozorovať priamo na odkryvoch. Na tieto horniny diabázového charakteru sa geneticky viaže výskyt magnetitu.



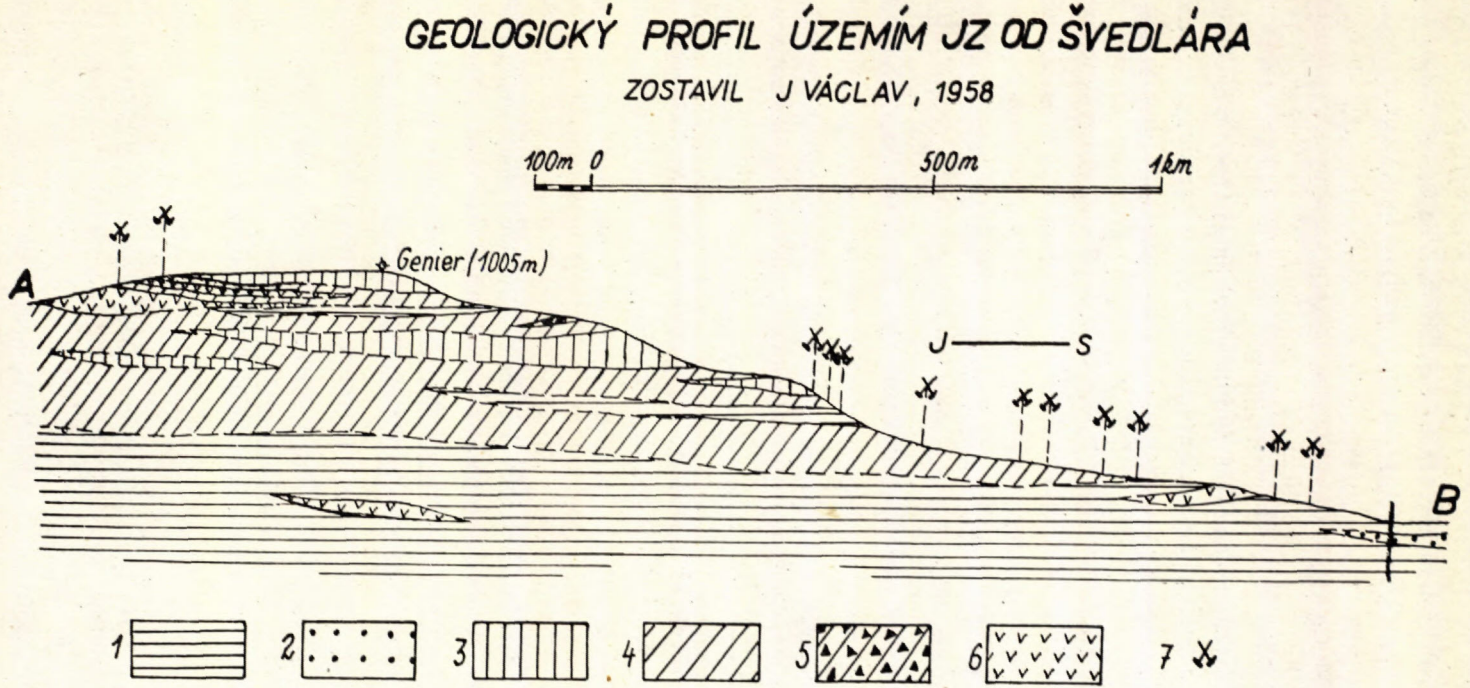
Obr. 1.



Obr. 2. Geologická mapa územia JZ od Švedlára. Zostavil J. Václav, 1958. Vysvetlivky: 1 — porfyroidy; 2 — tufy kremitých porfýrov; 3 — tmavé chloriticko-sericitické fylity; 4 — svetlé piesčité fylity s polohou škvrnitých fylitov; 5 — kremence; 6 diabazové tufy



Obr. 3. Geologická mapa územia JZ od Starej Vody. Zostavil J. Václav, 1958. Vysvetlivky: 1 — porfyroidy; 2 — tufy kremitých porfýrov; 3 — tmavé chloritícko-sericitické fylity; 4 — svetlé piesčité fylity; 5 — diabázové tufy; 6 — dislokácia.



Obr. 4. Geologický profil územia JZ od Švedlára. Vysvetlivky: 1. — porfyroidy; 2 — tufy kremitých porfýrov; 3 — tmavé chloriticko-sericitické fylity; 4 — svetlé piesčité fylity s polohami škvrnitých fylitov; 5 — kremence; 6 — diabázové tufy; 7 opustené banské práce

Miestami sa v porfyroidoch vyskytujú i polohy tufov kremitých porfýrov a tmavých chloriticko-sericitických fylitov (JZ od Švedlára a Z od Starej Vody). Väčšia časť tufov kremitých porfýrov leží priamo na porfyroidoch, tvoriac prevažnú časť severného svahu Suchého vrchu (823 m). Tieto tufy tvoria polohu o maximálnej mocnosti 20 m a ležia mierne uklonené k severu v súlade s vrstevnatosťou. Ich horizontálne rozšírenie je pomerne malé a na južnom svahu Suchého vrchu už nevystupujú v dôsledku vyklínenia; vytŕácajú sa aj smerom na východ.

V nadloží spomínaných vulkanických hornín leží sedimentárne súvrstvie, v ktorom sa uplatnili rôzne vertikálne i horizontálne zmeny. V západnej časti územia v spodnej časti sedimentárneho súvrstvia a pri faciálnom prechode tmavých chloriticko-sericitických fylitov do piesčitých fylitov vystupujú kremence. Tmavé chloriticko-sericitické fylity tvoria v piesčitých fylitoch niekoľko nesúvislých polôh nad sebou. Smerom na východ od Starej Vody v nadloží porfyroidov ležia škvrnité fylity, ktoré v nadloží prechádzajú do piesčitých fylitov v podobnom vývoji ako západne od Starej Vody.

Celkove tieto horniny spolu súvisia a vytvárajú súvrstvie faciálne odlišné vo smere vertikálnom i horizontálnom.

Štruktúrno-geologické pomery

Dôležitou štruktúrno-geologickou zákonitosťou je konkordancia porfyroidov, tufov kremitých porfýrov, diabázových hornín, fylitov a kremencov s miernym úklonom k severu.

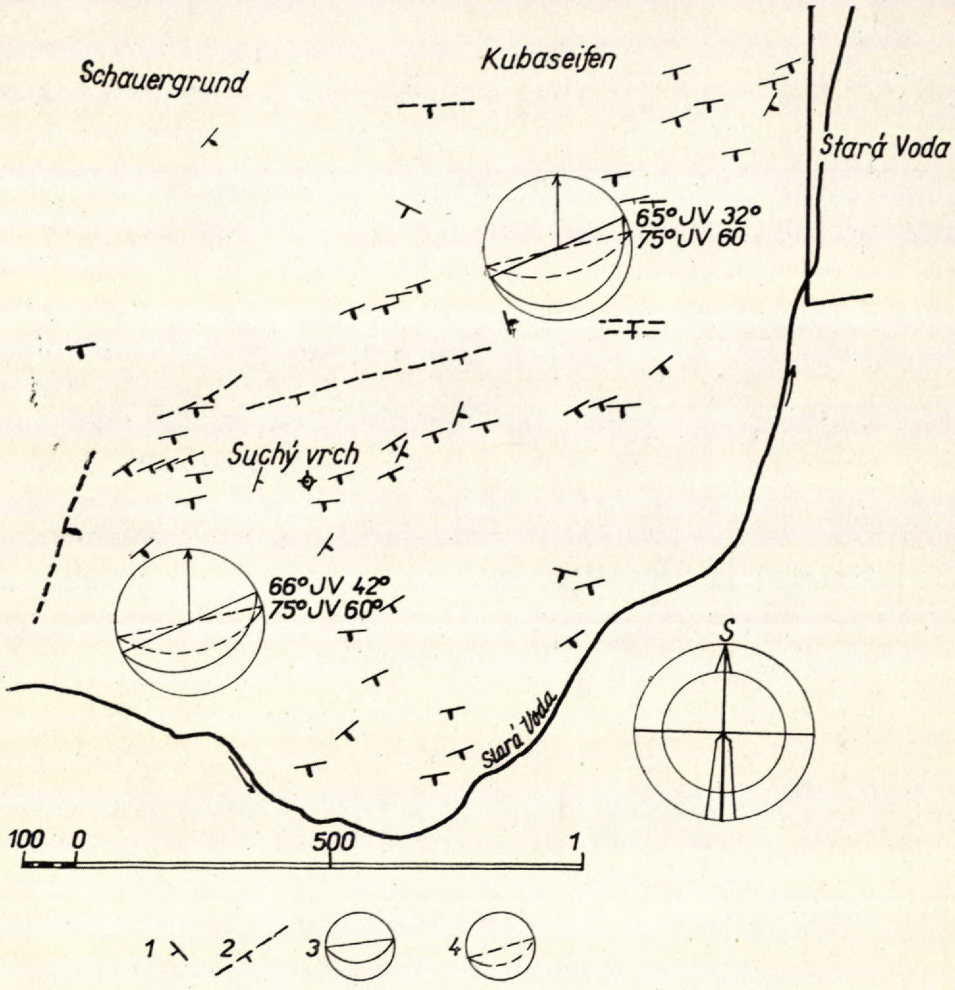
Vyššie som spozoroval, že celé súvrstvie je mierne sklonené k severu, hoci gelnická séria bola zvrásnená. Ide pravdepodobne o spodnú časť synklinály alebo o vrchnú časť antiklinály, v ktorej môžeme pozorovať telesá diabázového charakteru. Nejde tu o žiadne zavrásnenie diabázových hornín a nemožno si tieto zistenia vysvetľovať ani ako prívodné kanály diabázov fylito-diabázovej série, lebo tieto telesá ležia súhlasne s horninami gelnickej série. Žily, ktoré majú naopak sklon k juhu, prenikajú rôznou mierou do porfyroidových tufov a fylitov.

Žily sú viazané na dislokačné poruchy smeru V—Z s malou amplitúdou posunu. Smer žíl sa len približne zhoduje so smerom bridličnatosti a lokálne je celkom zhodný. To si môžeme vysvetliť tým, že na vznik porúch vyplnených rudnou substanciou mohla mať určitý vplyv aj bridličnatosť.

Ďalším dôležitým faktom je, že sklon žíl je strmší (50—70°) ako sklon bridličnatosti (viď obr. 5, 6).

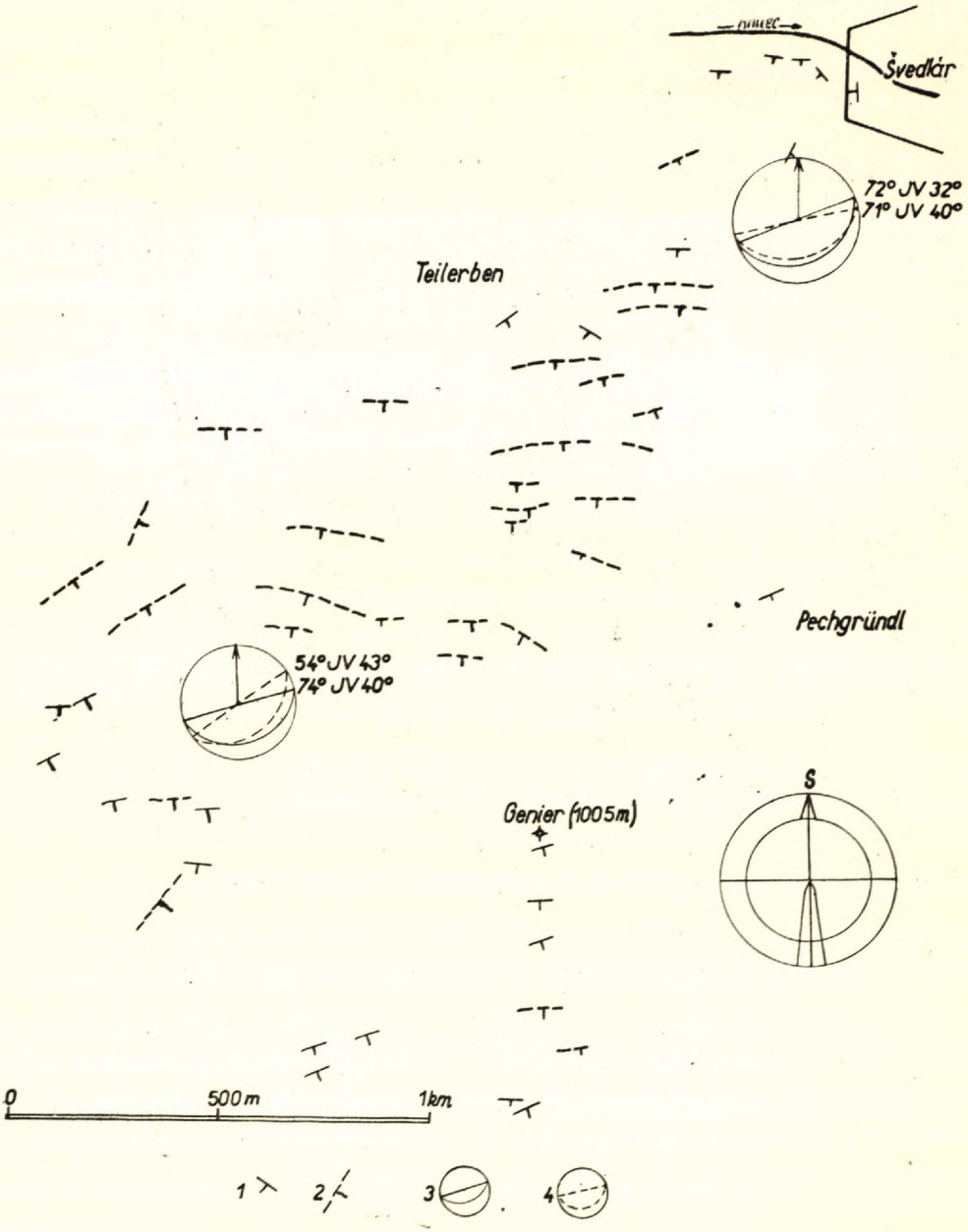
Doteraz som spomínal dislokačné poruchy V—Z smeru vyplnené rudnou masou. V najzápadnejšej časti študovaného územia vystupuje porucha S—J smerom, o horizontálnej amplitúde 225 m. V celej dĺžke je vyplnená kremennou masou. Na hrebeni, kde sa stýka, resp. križuje so žilou Boromeus, je kremenné pásmo sčasti zrudnené sulfidmi, minimálne sideritom. Spomínanú dislokáciu považujem za

Obr. 5. Prehľadná mapa pomeru bridličnatosti ku smeru a sklonu žíl JZ od Starej Vody.



Vysvetlivky: 1 — sklon a smer bridličnatosti; 2 — sklon a smer žíl; 3 — sklon a smer bridličnatosti, vyjadrený kruhovým diagramom; 4 — sklon a smer žíl vyjadrený kruhovým diagramom.

Obr. 6. Náčrt pomeru bridličnatosti k smeru a sklonu žíl JZ od Starej Vody.



Vysvetlivky: 1 — sklon a smer bridličnatosti; 2 — sklon a smer žíl; 3 — sklon a smer bridličnatosti vyjadrený kruhovým diagramom; 4 — smer a sklon žíl vyjadrený kruhovým diagramom.

staršiu ako sú dislokácie V—Z, ovšem len na základe mineralogických pomerov (geologické možnosti — povrchové príznaky na jej určenie nie sú), lebo je zrudnená len na styku so žilou Boromeus. Zrudnenie je toho istého charakteru ako v západnej časti žily Boromeus.

Vzhľadom na to, že žily sa neviažu na bridličnatosť, ale na vlastný systém porúch, treba ďalšie štúdium orientovať v tomto smere.

Mineralogické pomery

Na celom študovanom území sú zastúpené len dva typy ložísk: *hydrotermálne* ložiská — siderit-sulfidické, a *metamorfné* — magnetitové, ktoré sú geneticky viazané na diabázové horniny gelnickej série (magnetit so slabou martitizáciou).

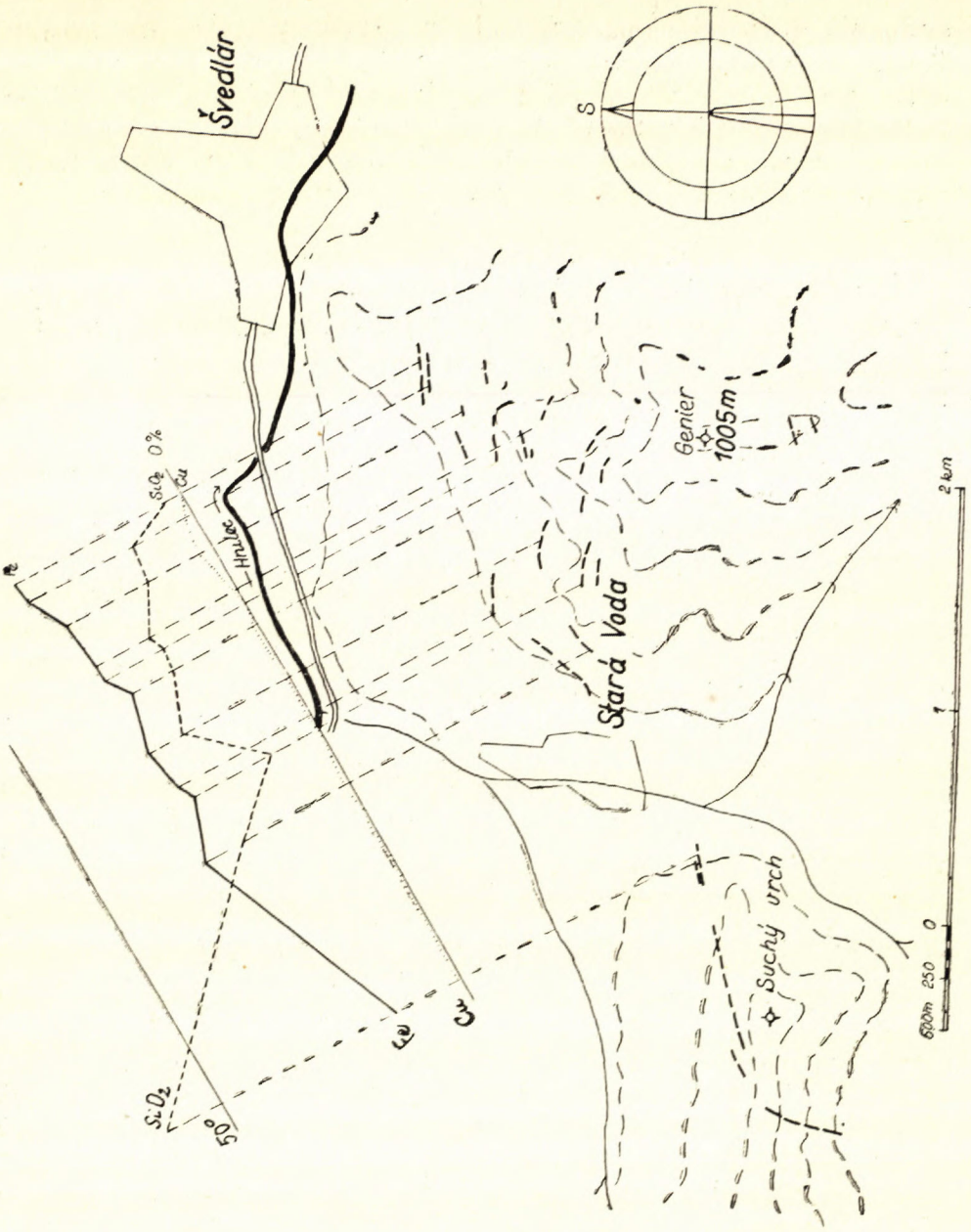
Žilovinu siderit-sulfidických ložísk alebo ložísk kremito-medňatej formácie (Fusán—Kantor 1952) tvorí z rudných minerálov vo východnej časti siderit a tetraedrit, v západnej časti prevažne chalkopyrit a ankerit. Hlavnou jalovinou je kremeň, ktorý na niektorých miestach vytvára spolu s chloritom samostatné žily.

Výsledky analýz potvrdili naše mikroskopické a terénne pozorovania o rozmiestení SiO_2 a Fe. Vo východnej časti územia pri nižšom obsahu kremeňa sa zjavnejšie prejavilo sideritové zrudnenie pri lokálnom zvýšení obsahu Cu (Linder žila). Prvý a druhý rad analýz je zoradený podľa vzoriek od východu k západu (pozri tabuľku). V prvom (žila Sonnenschein) rade obsah SiO_2 smerom na západ stúpa a obsah Fe klesá; v teréne tomu odpovedá ubúdanie sideritu, ktoré nie je tak zjavné, lebo smerom na západ pribúda pyrit, ktorého obsah Fe sa odráža v analýzach spolu so sírou (analýzy č. B-96 až 100). Typickým pre túto oblasť je pribúdanie alebo výskyt ankeritu práve na miestach, kde sa siderit vyskytuje v menšej miere, prípadne chýba a zastupuje ho ankerit. Ten istý zjav môžeme pozorovať i v druhom rade analýz (Spieler žila). V analýze č. 77 je vyšší obsah Fe v dôsledku vyššieho obsahu FeS_2.

Vcelku teda môžeme povedať, že v študovanej oblasti smerom na západ pribúda kremeň a ubýva siderit, t. j. *siderit-sulfidické* zrudnenie sa mení na *kremeň-sulfidické.*

Iný obraz poskytuje rozmiestnenie Cu (viď obr. 7), ktoré smerom na západ, podľa analýz, nemá ani klesajúcu ani stúpajúcu tendenciu. Východná časť je však bohatšia na tetraedrit a západná na chalkopyrit.

Sukcesia minerálov na žilách v oblasti Stará Voda—Švedlár je vcelku jednotná, a minerálne asociácie [siderit-kremeň, kremeň-turmalín, kremeň-chlorit, ankerit, pyrit (pyrhotín)-chalkopyrit, arzenopyrit-teraedrit] zachovávajú postupnosť vylučovania; mení sa však pomer minerálov v jednotlivých minerálnych asociáciách a individuálny vývoj v tých-ktorých častiach žíl podľa lokálnych podmienok. Treba však zdôrazniť, že úplná paragenéza (vyznačená v tab.) je



Obr. 7. Graf % zastúpenia Fe_2CO_3, SiO_2 a Cu na žilách.

vyvinutá s malou výnimkou (pyrhotín) len na žile Boromeus. Na ostatných žilách je vyvinutá buď len určitá časť celkovej paragenézy, alebo jednotlivé periódy sú ochudobnené o niektorý minerál. Táto skutočnosť — rozdielny vývin sa markantne prejavil v horizontálnom smere; preto celkovú sukcesiu sme zostavili na základe dielčich minerálnych asociácií z jednotlivých žíl. Pri spájaní períód, prípadne jednotlivých parageneticky asociácií som sledoval jednotlivé pomery a volil som „vedúce" minerály (siderit, chalkopyrit).

I. Tabuľka sukcesia minerálov

→ smer vylučovania →			
minerály	sideritová perioda	sulfidická perioda	sekundárne minerály
siderit	——		
ankerit	—	—	
kremeň	—— - - - -	—— - - - -	
pyrit		—	
arzenopyrit		—	
pyrotín		—?	
chalkopyrit		—	
tetraedrit		—	
sulfosol Bi?		—?	
chlorit		—	
turmalín		—	
bornit			—
markazit			—
malachit			—
limonit			—

Presné vymedzenie hraníc jednotlivých períód je v študovanej oblasti sťažené intermineralizačnou tektonikou, prebiehajúcou i počas períód (sideritová). Štúdium celkových textúrnych znakov na žilách nebolo možné sledovať, lebo banské práce sú neprístupné.

I. sideritová perióda je vyvinutá na všetkých žilách, avšak nepravidelne, najviac vo východnej časti územia; smerom k západu stráca na význame a prevláda tu kremeň so sulfidmi. Pre východnú časť (kde sú žily hrubšie) je príznačná masívna textúra. Naopak, na miestach, kde I. sideritová perióda netvorí podstatnú časť výplne, prípadne žily sú menšieho rozsahu, tektonické pochody sa odzrkadľujú v bohatšom vývine textúr.

Ohraničenie tejto periódy voči podložiu je neostré na styku s porfyroidmi, tufmi kremitých porfýrov a kremitými fylitmi. Keď podložie tvoria tmavé chloriticko-sericitické fylity, hranica je pomerne ostrá. Spomínané fylity však tvoria len vložky v ostatných horninách.

Nadložná hranica oproti druhej perióde je ostrá len tam, kde je vyjadrená rebríkovitou textúrou, prípadne nepravidelnou sieťou žiliek prenikajúcich cez prvú periódu. Na miestach, kde tektonické pochody medzi prvou a druhou periódou sa uplatnili v slabej miere, hranica oproti nadložiu je pomerne nejasná, vyjadrená len metasomatózou.

Praktický význam z tejto periódy má len *siderit*, ktorý nadobúda prevahu východne od Starej Vody a najbohatšie je zastúpený na žile Linder a Sonneschein. Žily na sever a na juh od týchto žíl majú pomerne nižší obsah sideritu a u okrajových žíl obsah sideritu klesá na minimum.

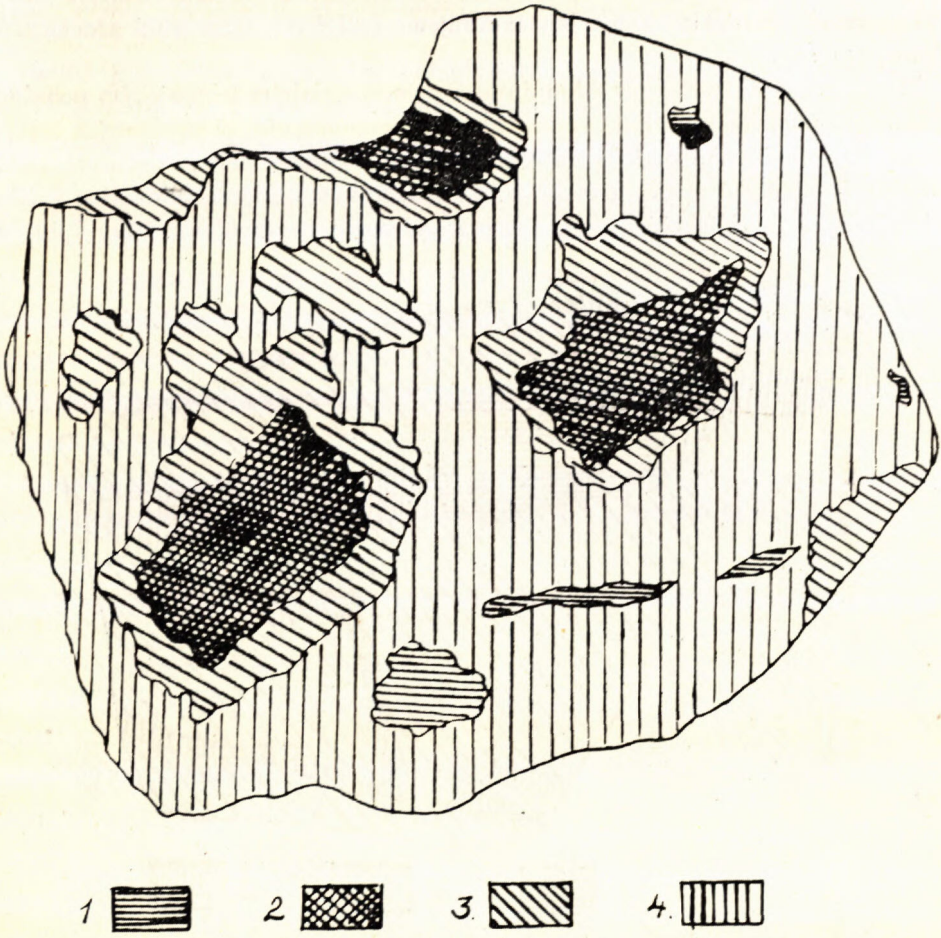
Celkove prvá perióda je chudobná na počet minerálov: *siderit, kremeň I* a *ankerit I*. Hlavným rudným minerálom je siderit; ankerit I sa vyskytuje len v niektorých častiach žilného rajónu a v asociácii s kremeňom ho nemožno odlíšiť od ankeritu II. Kremeň vystupujúci v tejto perióde len zriedkakedy bez prítomnosti sideritu môžeme správne zaradiť do prvej periódy. Ankerit I, zastúpený len v menšej miere, vylučoval sa posledných fázach kryštalizácie sideritu, t. j. uzatvára jeho kryštalizačný interval. Jeho vystupovanie je typické práve pre žily menších mocností, kde vypĺňuje stredné časti žíl vo forme nepravidelných pretiahnutých (v smere žily) hniezd.

Lokálne nadobúda prevahu nad sideritom. Kremeň I. je prevažne strednozrnný, mliečnobiely a vylučoval sa počas celej prvej periódy.

Vznik periódy nebol plynulý. V stati o štruktúrne-geologických pomeroch som spomínal, že žily sa viažu na osobitný systém porúch, ktoré vznikali i počas tvorby prvej periódy s rôznou intenzitou, v rôznych častiach žilného rajónu.

Počiatočné štádium prvej periódy na žilách je rôzne charakterizované. Spoločná pre všetky žily je len báza, vyjadrená prekremenením. Ďalší vývin je už ovplyvnený intermineralizačnými tektonickými pochodmi, pod vplyvom ktorých vznikajú rôzne brekciovité textúry. Prekremenené horniny sú tmelené buď kremeňom I alebo sideritom. V západnej časti prevláda brekciová textúra a tmeliacu masu tvorí kremeň, pričom úlomky sa skladajú z prekremenených hornín. Vo východnej časti

prevláda brekciová textúra so sideritom; úlomky sú tvorené kremeňom I. Siderit sa však vylučoval i v západnej časti, hneď po kremeni. Ten istý obraz, ale s iným minerálnym sledom vidíme i vo východnej časti, kde sa po siderite vylúčil kremeň a miestami vznikli kokardové textúry (obr. 8), ale ovšem s opačnou následnosťou a iným kvantitatívnym pomerom minerálov ako v časti západnej.



Obr. 8. Vysvetlivky: L — chalkopyrit; 2 — hornina; 3 — siderit; 4 — kremeň I.

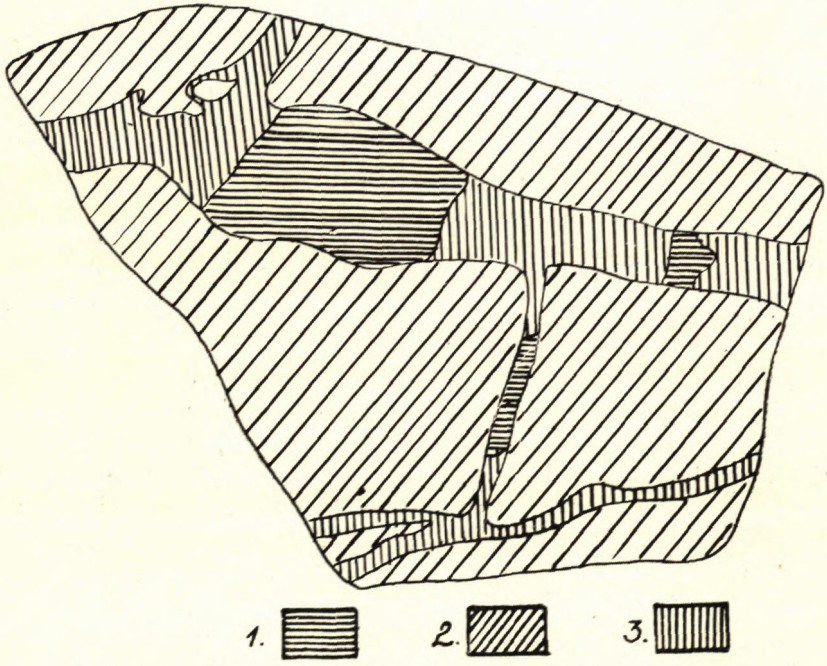
Na základe toho (i keď časová hranica sideritu a kremeňa sa z miesta na miesto mení), môžeme predpokladať, že interval vylučovania kremeňa začína o niečo skôr a končí neskôr.

Charakteristickým znakom prvej periódy je priestorová závislosť ankeritu na siderite. Spomínal som už, že prvá perióda je zastúpená hlavne vo východnej časti bohatším sideritovým zrudnením, ktoré smerom na západ stráca na význame

(západné vyklinenie žíl východne od Starej Vody) a prevahu nadobúda ankerit, ktorý kryštalizoval buď priamo po siderite, resp. v posledných fázach jeho kryštalizácie, alebo siderit celkom chýba a zastupuje ho, ovšem už v menšej miere, ankerit (západné vyklinenie žily Sonnenschein).

II. sulfidická perióda. Podľa odišnej povahy chemizmu a charakteru vystupovania minerálov ako celku zaraďujeme sulfidickú minerálnu asociáciu do druhej periódy.

Medzi prvou a druhou periódou došlo k pomerne slabým tektonickým pohybom, k slabému popraskaniu žilnej výplne alebo znovuotvoreniu už vyplnených žilných dutín. Preto sa druhá perióda uplatňuje len na miestach, kde je vyvinutá staršia perióda. Tektonická príprava ovplyvnila i spôsob vystupovania minerálov v žilnej výplni, ktoré prechádzajú po puklinách a vytvárajú nepravidelné žilky (obr. 9).

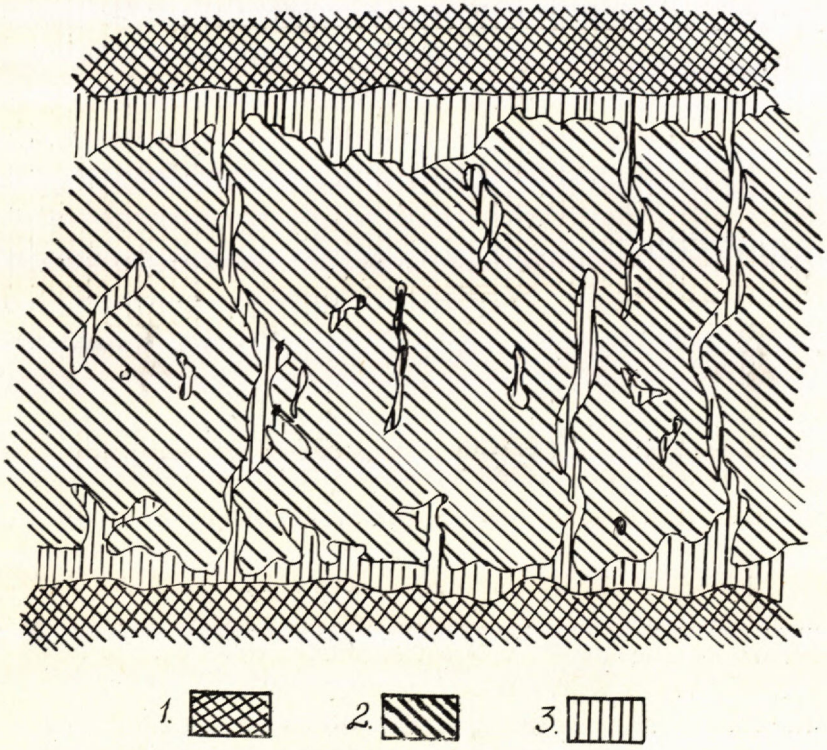


Obr. 9. 1 — chalkopyrit; 2 — siderit; 3 — kremeň II.

Textúra žiliek je strednozrnná, masívna. Kde došlo k silnému tektonickému porušeniu, vznikli až rebríkovité textúry (obr. 10), najmä tam, kde sú žily tenšie. Najčastejšie však rudné minerály druhej periódy vystupujú vo forme hniezd. V miestach, kde vplyvom tektonickej prípravy sa ložisková výplň odtrhla od nadložnej alebo podložnej horniny, teda kde vznikli i väčšie voľné priestory, druhá perióda sa uplatnila zjavnejšie a je tu zastúpený viac kremeň II než rudné minerály. Miestami kremeň nadobúda takú prevahu, že až znehodnocuje žilnú vý-

plň. V dôsledku silného pôsobenia roztokov bohatých na Si a pravdepodobne i vyššej teploty pri tvorbe druhej periódy uplatnila sa metasomatóza, takže pôvodnú výplň (prvá perióda) zatlačuje kremeň II a sulfidy (žila Boromeus a záp. vyklínenie žíl od Starej Vody). Preto horizontálne rozmiestnenie musíme chápať i z tohto hľadiska, t. j. terajší stav žily nemusí byť verným odrazom pôvodnej výplne (siderit, kremeň — prvá perióda), ale zahrňuje i metasomatické pochody, prebiehajúce počas druhej periódy.

Vlastný priebeh druhej periódy bol plynulý; je vyvinutá na všetkých žilách, najintenzívnejšie na žile Boromeus, kde miestami dosahuje mocnosť až 2 m (?).

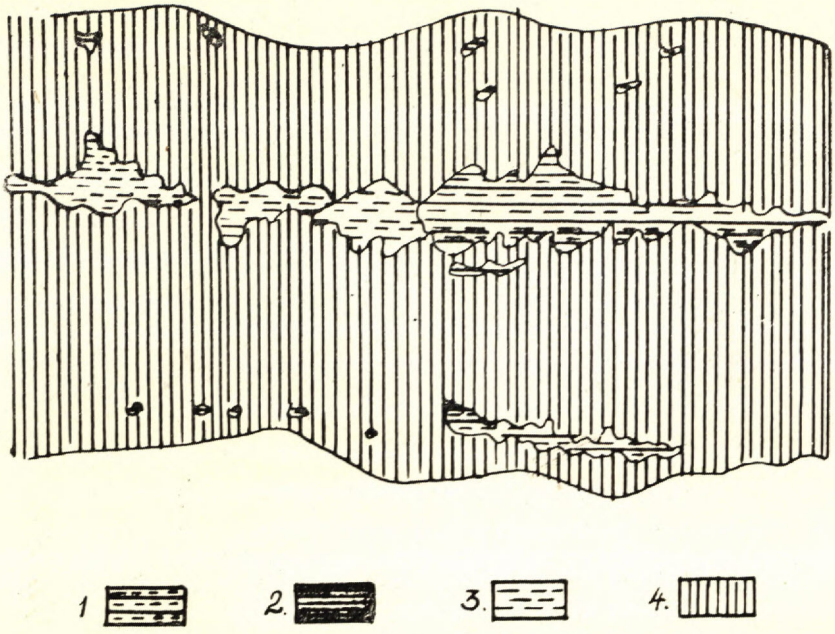


Obr. 10. 1 — hornina; 2 — siderit; 3 — kremeň II.

Minerálne zloženie: *pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, pyrhotín, turmalín, chlorit, ankerit* II a *sulfosoli* pravdepodobne Bi. Cínovec a sfalerit (odmiešaniny v chalkopyrite), ktoré boli opísané roku 1952 (Fusán — Kantor) som nenašiel.

Hlavnú rudnú zložku tvorí chalkopyrit a tetraedrit, ktoré boli v dávnej minulosti predmetom exploatácie na Cu a Ag. Zo sulfidov tvorí väčšie nahromadeniny len kolomorfný pyrit v západnej časti žily Boromeus.

Na začiatku druhej periódy stojí kremeň a turmalín, ktorého vylučovanie začalo o niečo neskôr. Chlorit, ktorý vypadáva až po turmalíne, tvorí miestami žilky spolu s ankeritom II v kremeni druhej periódy (obr. 11). Ich vzájomný vzťah z mikroskopického pozorovania je nejasný. Ankerit II je zreteľne mladší ako



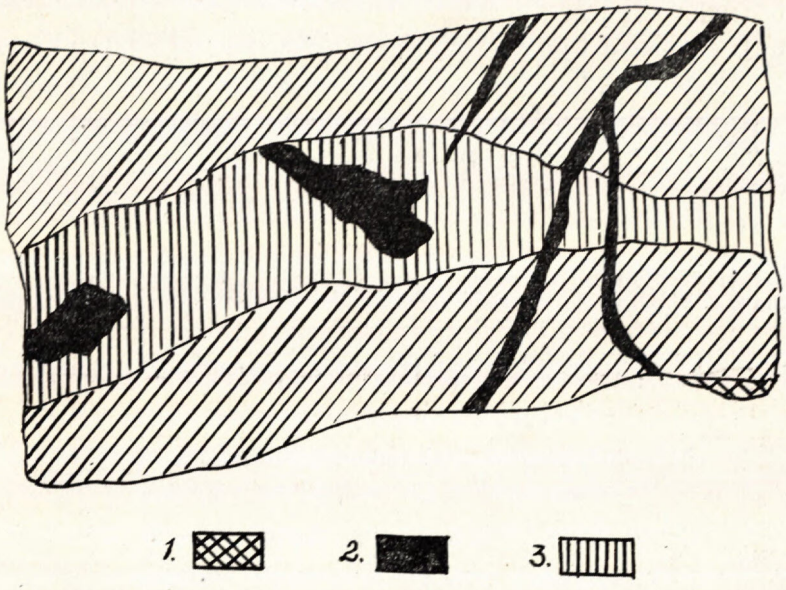
Obr. 11. 1 — ankerit II; 2 — chalkopyrit; 3 — chlorit; 4 kremeň II.

turmalín a kremeň II, lebo kremeň-turmalínová žilka (7 cm) je preniknutá naprieč ankeritom II (obr. 12). Chalkopyrit tvorí žilky v chlorite, ktorý zas preráža v žilkách staršie minerály. Po vylúčení ankeritu a chloritu sa roztoky obohatili o chalkofilné prvky a vznikli sulfídy, pyrit, pyrhotín, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit a sulfosoli, pravdepodobne Bi. Ich vzájomné vzťahy sú premenlivé v jednotlivých častiach žíl, preto ich nerozvádzam vo forme dielčich sukcesií. Pyrit, pyrhotín a arzenopyrit sú zväčša staršie ako chalkopyrit, tetraedrit a sulfosoli. Mikroskopicky bol ešte zistený bornit (v chalkopyrite) a markasit (tvorí slučkovité štruktúry s pyritom), ale na základe ich vystupovania ich považujeme za exogénne.

Záver

Jednotlivé žily v oblasti Stará Voda-Švedlár nemajú veľkú smernú dĺžku; sú pomerne krátke a šošovkovitého charakteru. Žilná výplň je prevažne masívna. Hlavným rudným minerálom vo východnej časti je siderit, pomerne hojný je

i tetraedrit s chalkopyritom, najmä v západnej časti. Ostatné rudné minerály sú zastúpené len v nepatrnom množstve. Jalovinu tvorí kremeň. Mineralizácia prebiehala v dvoch periódach, ktoré sú od seba tektonicky oddelené. V prvej perióde je hlavným rudným minerálom siderit, v druhej tetraedrit s chalkopyritom. Obidve periódy na žilách v oblasti Stará Voda-Švedlár sa vyskytujú spoločne.



Obr. 12. 1 — hornina; 2 — ankerit II; 3 — kremeň-turmalínová žilka.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1938a: Geologie Slovenska. Praha. — [2] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v sev. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník II. Bratislava. — [3] Andrusov D., 1958, 1959: Geologia československých Karpát (I, II), SAV Bratislava. — [4] Ažgirej G. D., 1956: Štrukturnaja geologia. Moskva. — [5] E. S. Bastin — L. C. Graton — W. Lindgren — W. H. Newhouse — G. M. Schwart, 1951: Criteria of Age Relations of Minerals. With especial Reference the Polished Sections of Ores. Economic Geology Vol. XXVI. No 6. — [6] Bergfest A., 1953: Švedlár (Cu). Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Betechtin — Genkin — Filimonová — Šadlun, 1958: Textury i štruktury rúd. Moskva. — [8] Betechtin — Volfson — Zavarickij — Koržinskij — Levickij — Nikolajev: Osnovnyje problémy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroždeniach. Moskva. — [9] Bystrický J. — Fusán O. — Maheľ M., 1957: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [10] Fersman A. F., 1952: Izbrannyje trudy I—II—III. Moskva. — [11] Fusán O. 1956: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce. Zošit 46. Bratislava. — [12] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemer-

ského rudohoria. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [13] Kantor J. — Fusán O., 1954: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom Potoku južne od Švedlára. Geol. sbor. SAV, VI. 1. Bratislava. — [14] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [15] Ilavský J., 1956a: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. X. jub. sjazd Čs. spol. pre min. a geol. v dňoch 8.—11. IX. 1956 v Košiciach. Kompl. sjazdový sprievodca. Bratislava. — [16] Kuthan M., 1949: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Bukovinou a Pálenicou. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Máška M., 1956. Některé problémy metalogeneze a hledání rudných ložisk v Spišsko-gemerském rudohoří. Zpráva za rok 1953, 1954. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [18] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení semidentov staršieho paleozoika. Geol. práce, Zprávy 11. Bratislava. — [19] Varček C., 1956: Prehľad parageneticky pomerov rudných ložísk Gemera. Sjazdový sprievodca X. jub. sjazdu čs. spol. pre min. a geol. v Košiciach.

JOZEF VÁCLAV

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE STRUKTUR-GEOLOGISCHEN UND GENETISCHEN UNTERSUCHUNGEN IM GEBIET SW VON ŠVEDLÁR

Das studierte Gebiet befindet sich zwischen den Gemeinden Švedlár und Stará Voda im Zips-Gömörer Erzgebirge und wird überwiegend aus den Gesteinen der Göllnitzer Serie gebaut, die da durch sedimentäre und vulkanische Gesteine vertreten ist. Die sedimentäre detritische Schichtfolge ist aus fleckigen Phylliten, sandigen Phylliten und Quarziten zusammengesetzt. In kleineren Mengen sind auch dunkle chlorit-serizitische Phyllite vertreten. Von vulkanischen Gesteinen sind da Porphyroiden, Porphyroidentuffe und Diabasgesteine anwesend.

Besonders charakteristisch für dieses Gebiet ist die Anwesenheit der Diabasgesteine auch in den Porphyroiden, welche unbestritten der Göllnitzer Serie angehören.

Als wichtige struktur-geologische Gesetzmässigkeit ist die Konkordanz der Porphyroiden, der Porphyroidentuffe, Diabasgesteine, Phyllite und der Quarzite mit einer gemässigten Neigung nach Norden festgestellt worden. Die meisten Gänge sind an O—W Dislokationsstörungen gebunden.

Im ganzen studierten Gebiet sind lediglich zwei Typen von Lagerstätten vertreten: die *sideritsulphidischen hydrothermalen* Lagerstätten, und die *metamorphierten* Magnetit-Lagerstätten, die genetisch an Diabasgesteine der Göllnitzer (Gelnica) Serie gebunden sind.

Eine genaue Begrenzung der Mineralisationsperioden ist im studierten Gebiet durch die Intermineralisationstektonik erschwert, die auch während einzelner Perioden (Sideritperiode) aktiv war.

Die Siderit-Periode (I) ist in allen Gängen, allerdings nur sehr unregelmässig vertreten, hauptächlich im östlichen Teil des studierten Gebietes. Eine scharfe Grenze gegenüber der hangenden zweiten Periode existiert nur an Stellen, wo eine „leiterförmige" Textur, bzw, ein unregelmässiges Netz von Gängchen zum Ausdruck kommt, welche die erste Periode durchdringen.

Die zweite, sulphidische Periode unterscheidet sich von der ersten durch ihren Chemismus und Mineralienvorkommen. Die beiden Mineralisationsperioden sind voneinander tektonisch getrennt. In der ersten Periode ist Siderit als wichtigstes Erzmineral, während in der zweiten Periode Tetraedrit und Chalkopyrit zu den hauptsächlichsten Mineralien zählen. Die übringen Erzmineralien sind nur in unwesentlichen Mengen vertreten.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

AUGUSTÍN BEGAN — VIERA KANTOROVÁ

KRIEDA BRADLOVÉHO PÁSMA POVAŽIA V ÚSEKU PÚCHOV — BOŠÁCKA DOLINA

(Nemecké resumé)

V rokoch 1958—59 pri geologickom mapovaní a mikropaleontologickom výskume bradlového pásma stredného Považia (Púchov—Trenčín—Bošácka dolina) venovali sme hlavnú pozornosť stratigrafickému začleneniu rôznych fácií strednej kriedy jednotlivých sérií a senonského bradlového obalu.

V tomto úseku bradlového pásma je zastúpená czorsztýnska séria, kysucký a pruský prechodný vývin pieninskej série.

Czorsztýnska séria

Ako je z nadpisu práce zrejmé, zaoberáme sa tu najmä novšími výsledkami z kriedy bradlového pásma tejto oblasti. Zo stratigrafie bradlových sérií treba však uviesť ako nóvum i prítomnosť liasu v czorsztýnskej sérii. Uprostred bradiel pruhu Vršatca, ktoré patria tejto sérii, sme našli fáciu žltkastých škvrnitých slienitých vápencov, obsahujúcich faunu amonitov: *Echioceras raricostatum* Ziet e n a *Uptonia sp.* V slienitých polohách tohto súvrstvia zistili sme túto mikrofaunu: *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Palmula* sp., *Frondicularia* sp., *Nodosaria nana* Reuss, *Nodosaria prismatica* Reuss, *Vaginulinopsis* cf. *korneuburgensis* Noth, *Astacolus* sp. a ostrakódy patriace viacerým druhom. Salaj (1958) v šedých slieňoch našiel foraminifery *Placentammina* cf. *placenta* (Grzybowski), *Ammodiscus infimus* (Strick), *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* sp., *Nodosaria münsteriana* (Gümbel, *Nodosaria* cf. *kunzi* Paalzow, *Nodosaria* cf. *variabilis* Terquem, *Dentalina* sp., *Lenticulina varians* (Born.), *Ostracoda* div. sp.

Na základe doterajšieho štúdia predmetného územia možno predpokladať, že v období spodnej kriedy bola tu prerušená sedimentácia, ktorá pokračovala až vo vrchnom albe, dokázanom zatiaľ mikrofaunou iba v bradle v kameňolome pri

Bohuniciach, kde na východnom okraji bradla vystupuje asi 3—5 m hrubá poloha červených slieňov s mikrofaunou: *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a prizmami inocerámov.

Cenoman v czorsztýnskej sérii je tu zastúpený fáciou pestrých slieňov, pravda, tiež len ojedinele. Pri osade Lazy západne od Dohnian na kalpionelovom vápenci titónu sú svetlošedé a zelenkavé sliene s mikrofaunou: *Clavulina gaultina* Morozova, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod a *Rotalipora reicheli* Mornod.

Pri Dolnej Súči na južnom okraji bradla Krasín v sonde sú červené sliene s faunou najvyššieho cenomanu. V potoku severne od Borčíc v malom lome nad červeným lavicovitým vápencom sú tmavočervené a zelenkavé sliene s faunou: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Verneuilina bronni* Reuss, *Clavulina gaultina* Morozova, *Spiroplectammina laevis* (Roemer), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Táto mikrofauma svedčí o strednocenomanskom veku horniny.

Južne od Hornej Súče vystupuje pri bradle krinoidových vápencov malá poloha tmavočervených bridličnatých slieňov s nasledujúcou cenomanskou mikrofaunou: *Clavulina gaultina* Morozova, *Lenticulina (Robulus) münsteri* (Reuss), *Ticinella gaultina* (Morozova), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* Mornod a intermediátne formy *Globotruncana appenninica — Globotruncana reicheli.*

Mocnosť slieňov cenomanu, pokiaľ ju možno celú pozorovať, je malá, okolo 2—3 m. Vyššie členy czorsztýnskej série sme zatiaľ v tomto území nezistili.

Prechodný vývin pruský

Krieda v pruskom vývine je zastúpená v niekoľkých odkryvoch v okolí Hornej Súče. V nadloží kalpionelových vápencov titón-beriasu vystupujú tu tmavé škvrnité vápence, striedajúce sa s tmavými a zelenkavými bridličnatými slieňmi, ojedinele sú aj červené sliene. Tmavé vápence vystupujú v spodných častiach súvrstvia, vyššie sú pestrejšie polohy. Z týchto vrstiev bola určená od zárezu cesty JZ od kóty 525,9 nasledujúca fauna: *Dorothia* sp., *Marginulina* sp., *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina djaffarovi* Agalarova, *Ticinella roberti* (Gandolfi) a sférické radiolárie. Tmavé a zelenkavé škvrnité sliene zo zárezu cesty S od kóty 561,2 pri Hornej Súči obsahujú túto faunu: *Hormosina ovuloides* (Grzybowski), *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Pleurostomella*

subnodosa Reuss, *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina djaffarovi* Agalarova a sférické radiolárie. Podobnú mikrofaunu obsahujú aj tmavé zelenkavé škvrnité sliene zo zárezu cesty SV od kóty 438,3. V červenkavých slieňoch tejto lokality sme zistili mikrofaunu najvyššieho albu s hojným výskytom *Ticinella gaultina* (Morozova) a *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi).

Zistená mikrofauna z jednotlivých lokalít a vzoriek udáva stratigrafické rozpätie od stredného do najvyššieho albu.

Nad týmto súvrstvím séria pokračuje pestrými — červenkavými, svetločervenými a zelenkavými slieňmi. V červenkavých škvrnitých slieňoch zistili sme túto, výlučne foraminiferovú mikrofaunu: *Clavulina gaultina* Morozova, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Lenticulina* sp., *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Ticinella gaultina* (Morozova), *Thalmanninella brotzeni* Sigal, a intermediátne formy *Thalmanninella brotzeni* — *Rotalipora appenninica.*

V červenkavých a zelenkavých slieňoch v zároze cesty JZ od kóty 525,9 sme našli: *Ammodiscus incertus* (Orbigny) *Marssonella oxycona* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* Mornod, intermediátne formy *Thalmanninella brotzeni* — *Rotalipora reicheli* a *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi).

Zastúpený je tu teda spodný a stredný cenoman. Vyššie členy tohto vývinu sme na tomto území zatiaľ nezistili.

Prechodný vývin kysucký

Vývin bradlovej série pokračuje v tomto vývine z valanž-aptských slienitých vápencov a slieňov do albu. Severnejšie, medzi Púchovom a Trenčínom ide tu o slienité tmavošedé zelenkavé bridlice, ktoré prechádzajú do zelenkavých a tmavých škvrnitých slieňov. Vo výbruse tmavošedého škvrnitého slieňa zistili sme veľké množstvo radiolárií a pomerne menej globigerín. Takéto pomerné zastúpenie mikroorganizmov je podľa Birkenmajera (1957) charakteristické aj pre spodnú časť albu. Z bridličnatých slieňov sme zistili túto foraminiferovú mikrofaunu: *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Ticinella gaultina* (Morozova), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi). Podľa mikrofauny zaraďujeme ich do vrchného albu; vrchnému, resp. najvyššiemu albu patria i šedé a fialovkasté sliene zo zárezu cesty z Luborče ku kóte 353,9 s *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Planulina buxtorfi* Gandolfi, *Praeglobotruncana* sp. a *Globigerina* sp., ďalej zelenkavé sliene zo zárezu cesty pri kóte 292,0 severne od Kľúčového s *Clavulina gaultina* Morozova, *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a fialové sliene zo zárezu cesty z Dolnej Súče ku kóte 337,2 s *Clavulina gaultina* Morozova,

Ticinella roberti (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana* sp. a *Globigerina* sp.

V južnejšej časti územia pri Zabudišovej vystupujú v pokračovaní valanž-aptských vápencov a slieňov tmavošedé, vápnité, tenkobridličnaté sliene s nevýraznými škvrnami a foraminiferami vyššieho albu: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker) a *Ticinella roberti* (Gandolfi).

S od Melčic pri mauzóleu nad svetlošedivými slienitými vápencami, ktoré sú tenkolavicovité až bridličnaté s tenkými polohami tmavých rohovcov, vystupuje súvrstvie žltkavých slienitých bridlíc s vložkami slienitých vápencov. Vo výplave z týchto bridlíc sa zistila silne rekryštalovaná mikrofauna najvyššieho albu: *Hyperammina grzybowskii* Dylążanka, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker) a *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi).

SZ od Melčic pri kóte 387,0 vystupujú žltkasté, čiastočne bridličnaté sliene s nevýraznými škvrnami a vložkami šedých vápnitých pieskovcov, obsahujúce mikrofaunu najvyššieho albu: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi).

Pri osade Jurákovce, J od kóty 611 (Dolné Bradlo) nad lavicami šedých slienitých vápencov sú nevýrazne škvrnité slienité vápence, často tenkolavicovité až bridličnaté. Vo vzorke sme zistili rekryštalizovanú a ohladenú mikrofaunu, z ktorej sa podarilo určiť: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Anomalina lorneiana trocoidea* Gandolfi* Ide tu teda o stredný až vyšší alb.

V Zabudišovej, v ceste SV od kóty 417,8 nad svetlošedými slienitými vápencami sú tmavošedé slienité bridlice s mikrofaunou: *Hormosina ovuloides* (Grzybowski), *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Anomalina lorneiana typica* Gandolfi*, *Anomalina lorneiana trocoidea* Gandolfi.

Na týchto lokalitách je mikrofaunou dokázaná prítomnosť vyššieho až najvyššieho albu vo fácii šedých, tmavošedých nevýrazne škvrnitých slieňov, patriacich prechodnému kysuckému vývinu.

Nad opisovanými vrstvami v niektorých profiloch sa objavujú pestré globotrunkánové sliene cenomanu a spodného turónu. Sú to zelenkavé, fialové, červené bridličnaté sliene s hojnou mikrofaunou.

Malý výskyt pestrých slieňov je S od Dohnian, JJZ od k. Gýmeš s *Marssonella oxycona* (Reuss), *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Rotalipora reicheli* Mornod, *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Praeglobotruncana stephani*

* Až do korektúry tejto zprávy nevyšla taká paleontologická práca, ktorá by jednoznačne vyriešila taxonomické postavenie ako i vzájomné fylogenetické vzťahy týchto dvoch foraminifer a na tomto základe zaoberala sa ich priliehavejším pomenovaním. Používame preto provizórne staršie označenia, ktoré zaviedol Gandolfi r. 1942 (25).

(Gandolfi), *Globotruncana imbricata* Mornod, *Globotruncana helvetica* Bolli. Táto mikrofauna svedčí o tom, že súvrstvie patrí do vrchného cenomanu až spodného turónu. Podobné sliene sú v zárezе cesty S od k. 266,3 na SZ od Nemšovej. Tu pod albom (prevrátená séria) sú červenkasté bridličnaté sliene s *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora reicheli* Mornod, *Rotalipora montsalvensis* Mornod a *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) — teda vrchný cenoman. Pod týmito vrstvami vystupujú svetločervené sliene s *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) a *Globotrucana helvetica* Bolli — spodný turón.

Svetločervené a fialovkasté vrstvy cenomanu sa vyskytujú v súvislom pruhu na východnom svahu Keblieho; obsahujú mikrofaunu s *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora reicheli* Mornod. Ide tu teda o cenoman stredný. Celkom samostatný je výskyt spodného cenomanu pri Újazde, S od kóty 311,5, kde fialové sliene obsahujú foraminifery *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Pleurostomella* sp., *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora reicheli* Mornod. Samostatné vrstvy spodného a stredného cenomanu vystupujú pri Podhorodi v zárezе cesty S od kóty 309 (Kantorová — Began 1958).

Na lokalite Melčice (Salaš) v zárezе cesty Z od kóty 398,5 a pri Ivanovciach, J od kóty 462,8 žltkasté bridličnaté sliene obsahujú strednocenomanskú mikrofaunu: *Clavulina gaultina* Morozova, *Dorothia gradata* (Berthelin), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Lenticulina* sp., *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* Mornod *a Praeglobotrucana stephani* (Gandolfi).

Vyššie členy kysuckého vývinu sme na tomto území nezistili.

Flyšoidné súvrstvie

Takmer po celej dĺžke bradlového pásma na študovanom území, a to pri jeho južnom ohraničení i uprostred bradlového pásma, vystupuje súvrstvie faciálne pomerne dosť jednotvárne, tvorené hrubozrnnými pieskovcami, ktoré často prechádzajú až do zlepencových pieskovcov, prípadne zlepencov. Inde sú pieskovce dosť jemnozrnné, značne vápnité a striedajú sa s polohami málo piesčitých, niekedy i bridličnatých slieňov. Sliene tvoria často i niekoľkometrové polohy bez vložiek pieskovcov, inokedy zase sú hrubozrnné pieskovce bez vložiek slieňov.

Mikroskopicky zlepencové pieskovce obsahujú prevažne valúny kremeňa, obyčajne dobre opracované; u kremeňa pozorujeme často undulózne zhášanie. Okrem kremeňa pomerne časté sú valúny epikvarcitov, menej kryštalické bridlice svorového charakteru, porfyrity, rohovce, ďalej sú tu úlomky organogénnych vápencov s obsahom článkov krinoidov, ostňami ježoviek, úlomkami lamelibranchiátov

a s prierezom *Solenopora sp.* Niekedy majú tieto vápencové komponenty gravelovú štruktúru s prierezmi orbitolín; pripomínajú apt manínskej série.

V jemnozrnnejších pieskovcoch pod mikroskopom pozorujeme tiež prevažne zrná kremenca, často s undulóznym zhášaním; okrem toho sú tu úlomky vápencov a metamorfovaných hornín, obsahujúcich hodne sericitu. V niektorých prípadoch tu ide o sericitizované zvyšky živcov.

Značne rozšírená je fácia šedých, zelenkavých, žltkastých a modrastých slieňov, často s bridličnatým alebo tyčinkovitým rozpadom. V týchto slienitých polohách sú časté konkrécie sferosideritov; obsahujú takmer vždy faunu foraminifer, svedčiacu o strednom a vyššom albe.

Zlepencové polohy vystupujú pri východnom okraji karnického bradla (Púchovský kameňolom, v okolí Lednice); zvlášť rozšírené sú v okolí Trenčína. V Zlatovciach, v odkryve na južnom svahu Čechovky-Vinohrady tvoria zlepence nepravidelné polohy v laviciach pieskovcov, ktoré sú obklopené zelenkavými, málo škvrnitými slieňmi s mikrofaunou *Marssonella trochus* (Orbigny), *Turritellella* sp., *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp.,a s pyritovými jadrami drobných epistomín. Zlepence sme našli aj v sonde pri Hornom Orechovom, S od kóty 343,1 a početnejšie výskyty sú JZ od Dolnej Súče na južnom svahu Malej Čiernatiny. V Lednici, v záreze cesty S od kóty 480,6 vedľa polohy pieskovcovo-zlepencovej sú žltkasté sliene so sferosideritmi a mikrofaunou: *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Trochammina diagonis* Carsey, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Anomalina djaffarovi* Agalarova, ktorá poukazuje na alb. Pretože zlepencové polohy vystupujú spolu so slieňmi a faunou albu, možno ich zaradiť tiež do albu.

Flyšový vývin albu je rozšírený tiež v okolí Púchova na celom južnom svahu Dubového hája v okolí Lednice (kóta 664,8), SZ od Sedmeroviec, najmä však v okolí Kľúčového, Hrabovky a južne od Dolnej Súče.

Čisto slienitý vývin s vložkami sferosideritov je v okolí Viesky-Bezdedova, J od kóty 446,0 v okolí Ihrišťa a Hoštinej (SV k. 391,0) s faunou: *Anomalina lorneiana typica* Gand. *Anomalina lorneiana trocoidea* Gandolfi, *Ticinella roberti* (Gandolfi), patriacou vyššiemu albu.

Sferosideritové vrstvy tvoria SV od Záriečia v údolí Bielej Vody pruh západne od kóty 460,8 s foraminiferami *Tristix excavata* (Reuss), *Anomalina lorneiana typica* Gand. *Epistomina spinulifera* (Reuss). Západne od Újazda pri kóte 311,5 v rokline vystupuje dosť mocné súvrstvie žltkastých a zelenkavých slieňov s mikrofaunou: *Placentammina placenta* (Grzybowski), *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Trochamminoides deformis* (Grzybowski), *Thalmannamina subturbinata* (Grzybowski), *Ticinella gaultina* (Morozova), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Anomalina djaffarovi* Agalarova a ostne ježoviek. Podobná mikrofauna bola zistená aj v zelenkavých slie-

ňoch zo sondy pri kóte 373,6, JV od Dolnej Súče a S od Latovca (468,3) pri osade Polníky. Ide o najvyšší alb, ktorý sme zistili aj v zárezе cesty pri Velčiciach JJZ od kóty 478 s mikrofaunou: *Hyperammina grzybowskii* Dylążanka, *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Marssonella trochus* (Orbigny), *Dentalina cylindroides* (non Reuss) Brotzen, *Vaginulina humilis* (Reuss), *Pleurostomella subnodosa* Reuss, *Epistomina* sp., *Anomalina complanata* Reuss, *Planulina buxtorfi* Gandolfi, *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), fragmenty ostrakódov, ostne ježoviek, prizmy inocerámov. Podobná mikrofauna sa vyskytuje aj v slienitých škvrnitých bridliciach na ceste Bošáca—Zábudišova SV od kóty 436.

Na niektorých lokalitách fácia flyšového vývinu prechádza i do cenomanu, až do spodného turónu.

Cenomanská mikrofauna sa našla vo vzorkách od Kostolnej a Zábudišovej: *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora montsalvensis* Mornod a intermediátne formy *Th. brotzeni* — *R. reicheli*.

O prítomnosti turónu svedčia formy zo žltkastých slienitých bridlíc a pieskovcov od Zábudišovej a Zemianskeho Lieskového: *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Globotruncana helvetica* Boli, *Globotruncana* cf. *sigali* Reichel.

Stredný a vrchný senón

Na vyššie opisovaných sériách bradlového pásma leží stredný a vrchný senón. V senóne bradlového pásma možno pozorovať faciálne horizontálne i vertikálne zmeny, ktoré však nie sú viazané na vývin predsenónskych bradlových sérií. V senóne bradlového obalu možno vymedziť vývin zlepencový, flyšový a vo fácii globotrunkánových slieňov. Zlepencový a flyšový bol už dávnejšie vymedzený ako upohlavské vrstvy; tohto vymedzenia sa pridržiavame i tu.

Zlepence tvoria v študovanom území len menšie polohy uprostred mladších hornín. Obsahujú materiál exotický a materiál z bradlových sérií (zoznam valúnov pozri Andrusov, 1945). Najznámejšie sú z nich valúny zelených draselných žúl, porfýrov, triasových kremencov a melafýrov. Veľkosť valúnov je dosť variabilná. Tmel je buď piesčitý alebo piesčito-slienitý. V celom študovanom území nevytvárajú tieto vrchnokriedové zlepence väčšie polohy v porovnaní s ich výskytom vo východnejších častiach pásma.

Menšie polohy zlepencov vystupujú S od Púchova—Dubový háj, väčšie pruhy na južnom úpätí Vršatca, kde vystupujú pod globotrukánovými slieňmi. Ojedinele ich možno nájsť aj pri Dolnej Súči na južnom úpätí bradla Krasín. Južne od Trenčína fáciu upohlavských zlepencov možno pozorovať S od Melčíc, kde vystupujú

valúny kremencov, žúl, kremitých porfýrov a melafýrov. Valúny bývajú veľké ako päsť až detská hlava. V sutine v potoku sú hlavne valúny kremencov (priemer až 50 cm, ktoré však patria albu.

Vek upohlavských zlepencov už v minulosti bol stanovený na santon-kampan, ktorý sa nemení ani po mikropaleontologickom výskume slieňov, nájdených v zlepencoch (pozri Kantorová — Andrusov, 1958).

Uprostred týchto zlepencov v okolí Púchova pri kóte 446,0 (Lachovec) na západnom svahu Dubového hája a JZ od Ihriska V od k. 440,0 niekedy vystupujú malé telesá organogénnych rífových vápencov. Tvar týchto telies je obyčajne pecňovitý, farba biela, častejšie ružovkastá.

Ďalším faciálne odlišným súvrstvím spodného oddielu je flyšový vývin, v ktorom sa striedajú pieskovce a piesčité sliene. Pieskovce sú spravidla šedé, navetrané majú žltohnedú farbu. Skladajú sa zo zŕn kremeňa a hlavne vápencov a dolomitických hornín; často sú prítomné i exotické komponenty, niekedy aj drobné šupinky sľudy (Keblie). Zrná sú jemnozrnné (v odkryvoch, kde možno pozorovať typický flyšový vývin) a prechádzajú do hrubozrnnejších, ktoré často majú charakter zlepencových pieskovcov. Tmel pieskovcov je vápnitý alebo slienito-vápnitý.

Sliene tohto flyšového vývinu sú spravidla šedé, žltošedé a zelenkavé, niekedy slabo piesčité; miestami sme v nich zistili mikrofaunu: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Anomalina* sp. Ide teda o santon-kampan. Typický flyšový vývin v spracovávanom území nachádzame Z a JZ od Púchova (kóta Keblie—Lištiny, medzi Dolnou a Hornou Breznicou a Kvašovom), kde súvrstvie santon-kampanu buduje samostatné rozsiahlejšie územie. V odkryve južne od Hornej Breznice SSZ od k. 382,0 vystupujú jemnozrnné šedé, na okrajoch do žlta navetrané pieskovce s kremeňom, uhličitanovými, ojedinele aj exotickými komponentmi. Na povrchu lavíc pieskovcov sú drobné šupinky sľudy. Medzi pieskovcami sú zelenkavé a žltkasté sliene s mikrofaunou: *Globotruncana arca* (Cushman) a *Globotruncana fornicata* Plummer. V okolí Dolnej Breznice sú i menšie odkryvy podobných, miestami až do zlepencových pieskovcov prechádzajúcich pieskovcov. Slienité vložky sú zriedkavejšie a spravidla veľmi chudobné na mikrofaunu.

Menšie pruhy upohlavských vrstiev sú hlavne na sever od Púchova, v okolí Ihriska, Viesky-Bezdedov, na južnom úpätí Vršatca (Manova hora), v okolí Bolešova a Dolnej Súče; na posledných lokalitách ide prevažne len o silne vápnité pieskovce s nepatrnými vložkami zlepencov (Bolešovská dolina, južné úpätie bradla Krasín pri Dolnej Súči).

Menšie okryvy vápnitých pieskovcov sú aj v okolí Melčíc. Pieskovce sú spravidla tenkolavicovité až bridličnaté. Hrubozrnnejšie polohy sú tmavošedé s obsahom exotického materiálu. Na ľavej strane Kamennej doliny, východne od kóty 302,5 vystupujú aj v menších odkryvoch dosť jemnozrnné, šedé a hnedasté pies-

kovce so žltkastými súčiastkami a hojným exotickým materiálom. Niekedy okraje lavíc sú jemnozrnnejšie a smerom do stredu sa materiál stáva hrubším. Aj mikroskopicky možno dobre pozorovať jasné frakcionálne oddelenie polohy pelitickej od psamitickej. Zrnká pieskovca sú 0,08 až 0,8 mm veľké, ostrohranné, len niektoré slabo zaoblené. Z komponentov sú tu fylity, žuly, vápence. Podľa najnovších pozorovaní však pravdepodobne časť týchto senónskych pieskovcov môže patriť i vrchnému kampanu až spodnému maestrichtu; časť albu — sp. turónu.

Vyšší senón je zastúpený spravidla pestrými globotrunkánovými slieňmi, ktoré D. Štúr (1860) pomenoval ako púchovské sliene; nie je však jasné, o ktoré sliene ide, pretože v okolí Púchova sú iba sliene sferosideritových vrstiev; v okolí Ihrišťa, Viesky a Hoštinej sú vyvinuté sliene albu a senónu. Preto Andrusov (1958) pomenoval sliene vrchného senónu ako globotrunkánové alebo gbelanské sliene. Faciálne ide prevažne o červené, niekedy bridličnaté sliene, šedé až zelenkavé sliene, zriedkavo s tenkými vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Na slieňoch často bývajú nálety zlúčenín mangánu — dendrity. Pestré sfarbenie slieňov je zapríčinené vylúhovaním alebo redukciou železa. (Birkenmajer 1958). Tieto sliene obsahujú bohatú faunu globotrunkán.

Veľmi rozšírené sú pestré sliene v severnom okolí Púchova, JZ od Ihrišťa a na SV od Dohnian. Obsahujú mikrofaunu: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Clavulina amorpha* Cushman, *Verneuilina bronni* Reuss, *Gümbelina striata* (Reuss), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Globigerina aequilateralis* (Brady) a iné. Západne od Hrabovky v záreze cesty JV od k. 448,8 vystupuje pestré súvrstvie globotrunkánových slieňov s faunou: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana coronata* Bolli, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides sibiricus* Neckaja.

Na Z od Viesky—Bezdedova vystupujú zelenkavé, šedé a červené sliene s hojným zastúpením *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana rosetta* (Carsey).

Na Z od Dohnian pri osade Lazy červené sliene obaľujú czorsztýnske bradlá a obsahujú faunu: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerinella aequilateralis* (Brady). Nad flyšovým vývinom upohlavských vrstiev vystupujú červené bridličnaté sliene v záreze potoka, J od Hornej Breznice v okolí kóty 350,0. Obsahujú túto faunu: *Placentammina placenta* (Grzybowski), *Hormosina ovuloides* (Grzybowski), *Thalmanna-*

mina subturbinata (Grzybowski), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer. Bohatšie výskyty červených slieňov sú v okolí cementárne pri Hornom Srní (Kantorová — Andrusov 1958).

Menšie výskyty červených slieňov sú v oblasti medzi Nemšovou a Kľúčovým s mikrofaunou: *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Vaginulina* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Pleurostomella obtusa* Berthelin, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Globotruncana arca* (Gushman), *Globotruncana lapparenti* Brotzen. Západne od Dolnej Súče na južnom úpätí bradla Krasín sú červené sliene s *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana tricarinata* (Quereau).

Červené, čiastočne bridličnaté sliene bez vložiek pieskovcov z územia JZ od Trenčína obsahujú: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gümbelina* cf. *striata* (Ehrenberg), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana angusticarinata* (Gandolfi), *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana lapparenti* Brotzen. Podľa tejto mikrofauny zaraďujeme fáciu červených bridličnatých slieňov do kampanu.

Záver

1. Zistili sme prítomnosť liasu vo fácii škvrnitých vápencov, ktorý patrí pravdepodobne czorsztýnskej sérii.
2. Vedľa seba vystupujú v študovanom území dva faciálne vývíny v rozsahu albspodný turón, a to fácia pestrých slieňov a flyšová fácia viazaná na bradlá kysuckého vývinu.
3. Kým v širšom okolí Púchova je značne rozšírený bradlový obal vo fácii flyšovej i vo fácii pestrých slieňov, v JZ časti územia je tento obal vyvinutý v oboch spomenutých fáciách len rudimentárne.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. I.—II. Rozpravy St. geol. ústavu VI. Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III. Rozpravy St. geol. ústavu zv. IX. Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, Geol. práce, Zoš. 13, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1958: Geo-

lógia československých Karpát, zv. I. Bratislava. — [5] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát, zv. II. Bratislava. — [6] Andrusov D.—Scheibner E.—Scheibnerová V. — Zelman J., 1959: O regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. Geologický sborník roč. X. č. 2, Bratislava. — [7] Andrusov D.—Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. sborník, roč. X, č. 2, Bratislava. — [8] Began A., 1959: Zpráva o geologickom výskume bradlového pásma Považia v úseku Púchov—Trenčín. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Birkenmajer K., 1957: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. sbor. roč. VIII, č. 1, Bratislava 1957. — [10] Birkenmajer K., 1958: Przewodnik geologiczny po pieninskem pasie skałkowym. Warszawa. — [11] Gross P., 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii bradlového pásma na strednom Považí. Dipl. práca Prír. fak. UK Bratislava. — [2] Heitzer J., 1930: Über einige Radiolarienvorkommen in der Klippenzone der Karpathen. Věstník UÚG, roč. VI, Praha. — [13] Kantorová V.—Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. sbor., roč. IX. Bratislava. — [14] Kulcsár K.: Geologische Beobachtungen in den Nordwestkarpathen. Jahresbericht der ung. geol. Reichsanstalt, Budapest 1916. — [15] Lóczy L., jun. 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágujhely, Oszombat und Jablánc in den Nordwestkarpathen. — [16] Maheľ M., 1950: Obalová séria Inovca. Geol. sborník, roč. I. č. 1. Bratislava 1950. — [17] Maheľ M., 1954: Niektoré hydrogeologické poznatky zo záp. Slovenska. Geol. práce, Zprávy 1, SAV Bratislava. — [18] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce. Zoš. 55, Bratislava. — [19] Schafarzik P., 1909: Detailierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des Ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. Publikation d. k. ung. geol. Reichsanstalt. Budapest 1909. — [20] Matějka A.—Roth Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy ÚÚG, zv. XXII. Praha. — [21] Scheibnerovci E. a V., 1958: O veku praznovských vrstiev v Považí. Geologický sborník SAV, roč. IX. Bratislava. — [22] Srnánek J., 1953: Geologické a hydrogeologické pomery v oblasti medzi Kostolnou a Chocholnou. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Štúr D., 1860: Geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. RA., zv. XI. Wien. — [24] Zelman J., 1959: Dielčia zpráva o geologickom výskume bradlového pásma pre mapu 1:200.000 — list Gottwaldov v oblasti Stará Turá, Moravské Lieskové. Archív Prír. fakulty UK, Bratislava. — [25] Gandolfi R., 1942: Richerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna. Riv it. paleont., Milano.

AUGUSTIN BEGAN—VIERA KANTOROVÁ

KREIDE DER KLIPPENZONE DES VÁH—TALES IM ABSCHNITT PÚCHOV—BOŠÁCA—TAL

In den Jahren 1958—59 haben wir bei der geologischen Kartierung und bei der mikropaläontologischen Untersuchung der Klippenzone des mittleren Váh-Tales (Púchov—Trenčín—Bošáca-Tal) die Hauptaufmerksamkeit der stratigraphischen Eingliederung von verschiedenen mittelkretazischen Fazies einzelner Serien und der senonischen Klippenhülle gewidmet.

In diesem Abschnitt der Klippenzone ist die Czorsztýn-Serie (subpieninische Serie), die Kysuca- und Pruské-Übergangsentwicklung der Pieniny-Serie vertreten.

Czorsztýn-Serie. Wie aus der Überschrift der Arbeit ersichtlich ist, befassen wir uns da besonders mit den neueren Ergebnissen aus der Kreide der Klippenzone dieses Gebietes. Aus der Stratigraphie der Klippenserien muss man jedoch als eine Neuigkeit auch die Anwesen-

heit des Lias in der Czorsztýn-Serie anführen. Wir fanden ihn inmitten der Klippen des Vršatec-Zuges in der Fazies von gelblichen, fleckigen, mergeligen Kalken mit folgender Ammonitenfauna: *Echioceras raricostatum* (Zieten) und *Uptonia* sp. Mergellagen dieser Schichtenfolge lieferten auch Foraminiferen und Ostracoden ohne grösseren stratigraphischen Wert.

In der angeführten Serie wurde bisher nirgends die Unterkreide festgestellt. In der Klippe des Steinbruches bei Bohunice stellten wir rote Mergel mit folgender Mikrofauna des oberen Albs fest: *Gavelinella ammonoides* (Reuss) *Ticinella roberti* (Grandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Grandolfi) mit den Prismen der Inoceramen.

Auf vereinzelten Lokalitäten stellten wir auch in der Fazies von bunten Mergeln entwickeltes Cenoman fest. In diesen Mergeln stellten wir auf verchiedenen Stellen Foraminiferenassoziationen des unteren, mittleren und auch oberen Cenomans fest. Das untere Cenoman ist besonders durch die Anwesenheit von den Arten *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmanninella brotzeni* Sigal und *Ticinella gaultina* (Morozova), das mittlere Cenoman durch die sehr häufig vertretenen Arten *Rotalipora appenninica, Rotalipora reicheli* Mornod und durch intermediäre Formen *Thalmanninella brotzeni — Rotalipora reicheli,* das obere Cenoman besonders durch bedeutende Vertretung der Art *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), charakterisiert.

In der Pruské-Entwicklung wurde die Kreide in einigen Aufschlüssen in der Umgebung von Horná Suča fesgestellt. Dunkle und grünliche, vereinzelt auch rötliche schieferige Mergel, die zusammen mit dunklen Kalken im Hangenden der Calpionellen-Kalke des Tithons-Berias vorkommen, lieferten die Mikrofauna des mittleren bis höheren Albs mit der *Gyroidina infracretacea* Morozova und *Anomalina djaffarovi* Agalarova, bzw. auch *Ticinella roberti* (Gandolfi). und des höchsten Albs mit *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi). In der höheren Schichtenfolge der bunten Mergel stellten wir die Mikrofauna des unteren bis mittleren Cenomans mit der *Thalmanninella brozeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* und stellenweise auch mit der *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) fest.

In der Kysuca-Entwicklung gehen in einigen kleineren Aufschlüssen die mergeligen Kalke und Mergel des Alters Valange-Apt in gelbliche, dunkelgraue, und graue, unausgeprägt fleckige Schiefer mit der Mikrofauna des mittleren und höheren Albs, des höchsten Albs und Cenomans und des unteren Turons über.

Das mittlere Alb bis das höhere Alb wurde hier auf Grund der Foraminiferenassoziationen mit der *Anomalina lorneiana typica* Gand* und *Anomalina lorneiana trocoidea** Gandolfi, das höhere Alb mit den Assoziationen mit der *Ticinella roberti* (Gandolfi), das höchste mit *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) erwiesen.

In keiner von den untersuchten Proben haben wir bisher ausgeprägtere Foraminiferenassoziationen des unteren Cenomans festgestellt.

Das untere und mittlere Cenoman ist im grossen und ganzen durch gleiche Assoziationen, wie in der Pruské-Entwicklung, charakterisiert. Die höhere Schichtengruppe der bunten Mergel enthält neben den mittelcenomanischen Rotaliporen und der Art *Praeglobotruncana stephani* im höchsten Teil auch die Arten *Globotruncana imbricata* Mornod und *Globotruncana helvetica* Bolli. Es ist also da auch das obere Cenoman und das unterste Turon vertreten.

An die Klippen in der Kysuca-Entwicklung ist die Flysch-Fazies gebunden. Diese Schichtenfolge ist durch grobkörnige Sandsteine gebildet, die oft bis in die Konglomeratsandsteine, bzw. Konglomerate übergehen. Anderswo sind die Sandsteine ziemlich feinkörnig, bedeutend kalkig

---

* Bis zur Korrektur dieses Berichtes ist keine paläontologische Arbeit erschienen, in welcher die taxonomische Stellung, so wie auch die phyllogenetische Beziehung dieser beiden Foraminiferen eindeutig gelöst und eine passende Benennung vorgeschlagen wäre. Wir benützen deshalb provisorisch die älteren durch Gandolfi (1942) eingeführten Namen.

und wechsellagern mit den Lagen der schwach sandigen, manchmal auch schieferigen Mergel. In den Mergellagen wurde eine Foraminiferenmikrofauna festgestellt, auf Grund welcher wir schliessen, dass einzelne Lagen nicht gleichen Alters sind; ihr Alter bewegt sich im Zeitraum Alb — unteres Turon.

Man beobachtet da annähernd gleiche typische Foraminferenassoziationen, wie in den Klippenserien; im höchsten Alb kommen jedoch agglutinierte Arten in verhältnismässig grösserer Vertretung vor. Mit der Frage der gegenseitigen Beziehung der Fazies bunter Mergel und der Flysch-Fazies, sowie auch ihrer Beziehung zu den Klippenserien werden wir uns bei weiterer Untersuchung des studierten Gebietes befassen.

Die Klippenhülle (das mittlere und obere Senon) ist in weiterer Umgebung von Púchov sehr verbreitet, u zw. sowohl in der Flysch-Fazies, als auch in der Fazies der bunten Mergel.

Faziell und stratigraphisch kann man im Senon der Klippenhülle Konglomerat- und Flyschlagen im Zeitraum Santon-Campan mit zahlreichen *Globotruncana arca* (Cushman) und *Globotruncana fornicata* Plummer und bunte Globotruncanenmergel des höheren Senons, die neben Globotruncanen, besonders *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer von den stratigraphisch wichtigen Arten die *Reussella szajnochae* (Grzybowski) und *Stensiöina exsculpta* (Reuss) enthalten, unterscheiden.

Im südwestlichen Teil des Gebietes ist diese Hülle in beiden erwähnten Fazies bloss rudimentär entwickelt.

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

JOZEF SALAJ

NOVÉ STRATIGRAFICKÉ POZNATKY Z KRIEDY VNÚTORNÉHO BRADLOVÉHO PÁSMA ZÁPADNÝCH KARPÁT

(Predbežná správa)

Poznatky o kriede vnútorného bradlového pásma Západných Karpát

Podľa doterajších poznatkov sa rozlišujú vo vrchnej kriede (senóne) vnútorného bradlového pásma Západných Karpát dva faciálne vývíny: rašovský a jarmutský, pričom posledný sa považuje prevažne za anizopickú fáciu pestrých gbelanských slieňov (D. Andrusov 1959). Novšie poznatky dokázali najmä pri zisťovaní základného mikrobiostratigrafického a litologického sledu v „gosauskej kriede" (J. Salaj 1960a, 1960b), ktorá je tiež bradlovým obalom*, že gbelanské pestré sliene sú spodnokampanského a orbitoidové vrstvy vrchnokampanského — spodnomaestrichtského veku. Orbitoidové vrstvy typu jarmutských vrstiev zistili sme (J. Salaj 1960) i v širšom okolí Lednického Rovného tiež v nadloží pestrých gbelanských slieňov. Ďalšie výskyty orbitoidových vrstiev podobných jarmutským sa spomínajú od Hrabového (E. Köller 1960) a Sedmeroviec (V. Kantorová & A. Began 1958).

V poslednom čase sa vyskytli nezrovnalosti o stratigrafii týchto vrstiev, a preto sme im venovali zvýšenú pozornosť; ukazuje sa, že senón Považia je veľmi podobný senónu „gosauskej kriedy" Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny, čo som pozoroval na niektorých profiloch v okolí Púchova.

Koniak. Vo vzorkách, ktoré mi dal k dispozícii A. Began z okolia Streženíc pri Púchove, sa našla mikrofauna koniaku, zastúpená prevažne globotrunkánmi; významným druhom je *Gümbelina deflaensis* Sigal, ktorá sa našla v koniaku a santone Brezovského pohoria. Ovšem maximum rozšírenia, ako ukazujú doterajšie výsledky, dosahuje až v santone**. Z bradlového pásma prvý raz sa cituje z koniaku zo širšieho okolia Pruského (Kantorová — Began 1958) z pestrých slieňov.

* Ide o južný vývoj bradlovej kriedy, ktorá transgreduje na centrálne Karpaty.

** Aj J. Sigal (1955) pripúšťa možnosť, že tento druh sa vyskytuje i v santone. Zo santonu ho spomína K. Küpper (1956) z gosauskej panvy (z profilu potoka Grabenbachu).

Názor Kantorovej—Begana (1958) o plynulosti sedimentácie vo vrchnej kriede je opodstatnený. Potvrdzujú to i nové poznatky o zlepencových súvrstviach, ktoré sa predtým považovali za santon a ako vyplýva z ďalšieho, patria hlavne paleocénu a albu. Po prvý raz mikropaleontologicky doloženú plynulú sedimentáciu medzi turónom a senónom z vnútorného bradlového pásma opisuje O. S a m u e l (1961) od Beňatiny, a bola zistená i v manínskej sérii v okolí Dolného a Horného Moštenca. Cenoman až koniak je tu zastúpený prevažne vo flyšovej fácii. Nadložné mladšie sedimenty sú vyvinuté vo fácii sivozelených bridlíc.

Za santon sa považovali upohlavské vrstvy, zložené prevažne zo zlepencov s exotickým materiálom a s polohami biohermných rudistových a riasových vápencov Ďalej sú to pieskovce s polohami slieňov.

Podľa B e g a n a (ústna zpráva) prevažná časť týchto zlepencov, pieskovcov a slieňov (súvrstvia bez biohermných vápencov) patriacich do upohlavských vrstiev zastupuje alb.

Ostatná časť jemnozrnných zlepencov s biohermnými vápencami, vyvinutých hlavne v okolí Považskej Bystrice patrí paleocénu. Časť takýchto zlepencov začleňovaných tiež k upohlavským vrstvám v pruhu Praznov, Zemiansky Kvašov a Horný Moštenec patrí k fácii orlovských pieskovcov, lebo na mnohých miestach sa vyskytuje *Exogyra columba silicea* L a m. Tieto zlepence a vápnité pieskovce sú vyvinuté v normálnom stratigrafickom slede z albských* vrstiev, prechádzajúcich plynule cez turón do senónu.

Do santonu patrí flyšové súvrstvie v podloží pestrých gbelanských slieňov (spodný kampan) pri Dohňanoch a Ihrišti (B e g a n — ústna zpráva), ako to dokazuje i mikrofauna. Súvrstvie pri Ihrišti (asi 100 m mocné) obsahuje pieskovce modrosivej farby, šedé sliene a polohy piesčitých modrastých vápencov (až 1 m hrubé).

S p o d n ý k a m p a n vo vývoji pestrých gbelanských slieňov v študovanom území obsahuje typickú kampanskú mikrofaunu, zastúpenú rovnakými druhmi v Brezovskom pohorí a v širšom okolí Lednického Rovného (S a l a j 1960, 1961). Ani v tomto prípade gbelanské sliene nie sú maestrichtského veku. Treba však poznamenať, že ojedinelé vložky pestrých slieňov sa vyskytujú i v súvrství orbitoidových vrstiev (piesčitých vápencov), ale nedosahujú veľkú mocnosť, čo je zapríčinené zmenou paleogeografických podmienok, za ktorých na niektorých miestach dochádzalo k lokálnemu prehlbovaniu maestrichtského mora.

S t r e d n ý až v r c h n ý k a m p a n je zastúpený vápnitými lavicovitými (5—15 cm) modrastými pieskovcami, ktoré sa striedajú so sivozelenými nepravidelne rozpadavými tenkovrstvovitými slieňmi; vyskytnú sa i polohy pevných sivozelených slienitých vápencov až slieňov s lasturnatým lomom. Mikrofauna pouka-

---

* Treba poznamenať, že ani v manínskej sérii nie je prerušená sedimentácia medzi urgónom a albom, ale ide tiež o plynulú sedimentáciu (mikrobiostratigrafia bude publikovaná pozdejšie).

zuje na stredný až vrchný kampan. Mocnosť súvrstvia kolíše od 50—200 m. Profil týmto súvrstvím vidno pri Dohňanoch v nadloží pestrých gbelanských slieňov.

Najvrchnejší kampan až spodný maestricht. Ide o sedimenty patriace k orbitoidovým vrstvám, doteraz známe iba z Brezovského pohoria (Andrusov 1933a, b) z „gosauskej" kriedy. Na základe doterajších porovnaní súdime, že orbitoidové vrstvy sú významným stratigrafickým členom v západnej časti vnútorného bradlového pásma, že sú ekvivalentom jarmutských vrstiev Pienin s orbitoidovými foraminiferami a teda, že sa vyskytujú v celom bradlovom pásme Západných Karpát. Z hľadiska petrografického ide prevažne o piesčité vápence oranžovožltej farby, podobné orbitoidovým vrstvám v Brezovskom pohorí.

Na mnohých miestach prechádzajú do jemnozrnných až hrubozrnných zlepencov. Na viacerých výskytoch sú pravé rífové litotamniovo-korálové vápence, ktoré tvoria nepravidelné polohy a šošovky v jemnozrnných i v hrubozrnných polohách zlepencov. Nájdu sa i v piesčitých orbitoidových vápencoch, avšak vzácnejšie. Podľa predbežných výsledkov tieto rífové vápence sú petrograficky i faunisticky podobné rífovým vápencom Myjavskej pahorkatiny, kde značná časť patrí dán-paleocénu (vzácne sú v maestrichte a tvoria ojedinelé polohy v orbitoidových vápencoch).

Okrem spomínaných petrografických fácií je v maestrichte (a v najvrchnejšom kampane) pieskovcovo-zlepencové súvrstvie s polohami bridlíc (400—500 m mocné), ktoré je značne rozšírené v širšom okolí Lednického Rovného a patrí jarmutským vrstvám (Salaj 1960). Dôležité je, že toto súvrstvie prechádza plynule do dán-paleocénnych pestrých ílov, z ktorých zo širšieho okolia Pruského opisujú Kantorová a Began (1958) mikrofaunu. Mikrofaunisticky odpovedajú dán-paleocénnym ílom známym z Pienin a mikrobiostratigraficky vyhodnoteným S. Gerochom (in. K. Birkenmajer 1954b).

Poznatky o mikrobiostratigrafii spodnej a vrchnej kriedy bradlového pásma od Lednického Rovného

Oblasť študovaného územia je totožná s územím, ktoré spracovali Andrusov — Gorek — Nemčok (1955). Okrem mangánových ložísk uvádzajú vrstevný sled subpieninskej a pieninskej prechodnej série bradlového pásma.

Stredná krieda jednotlivých bradlových sérií Západných Karpát bola v poslednej dobe podrobne mikropaleontologicky študovaná. Cenným prínosom je poznatok V. Kantorovej (1953), že „púchovské" pestré sliene nezastupujú len senón, ale i cenoman. Neskôr Kantorová a Began (1958) zistili pestré sliene i v najvrchnejšom albe s *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a stanovili i stratigrafiu strednej a vrchnej kriedy v širšom okolí Pruského, hlavne na základe vývojového radu globotrunkán.

Mikrobiostratigrafickými pomermi v strednej kriede kysuckej série pri Brodne sa zaoberali E. a V. Scheibnerovci (1958), E. Scheibner (1958) a V. Scheibnerová (1958), ktorí na základe mikrofauny vymedzili rudinské (vrchný alb), lalinecké (cenoman), kysucké a snežnické (spodný turón) vrstvy.

V manínskej sérii Andrusov (1945) opisuje sferosideritové vrstvy albu a orlovské vrstvy patriace cenomanu. Neskôr dokázali Kantorová & Andrusov (1958) paleontologicky, že sferosideritové vrstvy patria alb-cenomanu. Tieto vrstvy s vložkami zlepencov s *Exogyra columba* nazval D. Štúr (1860) práznovskými vrstvami, v ktorých E. a V. Schneibnerovci (1958) zistili cenomanskú, v ich bezprostrednom nadloží, v pestrých slieňoch spodnoturónsku mikrofaunu.

Mikrobiostratigrafia opisovanej oblasti

Celkové stratigrafické členenie strednej a vrchnej kriedy v širšom okolí Lednického Rovného vidno z priloženej mikrobiostratigrafickej tabuľky i z ďalšieho opisu.

Apt. V nadloží neokomských slienitých vápencov pieninskej série sú vyvinuté čiernosivé, miestami sivozelené sliene s polohami vápencov, ktoré na základe mikrofauny treba začleniť do aptu (čiastočne do barremu). V tomto súvrství môžeme vyčleniť tieto zóny:

1. zóna s *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi)*; 2. zóna s *Anomalina djaffarovi* Agaralova; 3. zóna s *Epistomina cretosa* Ten Dam.

1. Zóna s *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi) je zastúpená prevažne druhou *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi) a *Biticinella breggiensis* (Gandolfi), ďalej *Marssonella oxycona* (Reuss), *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Bigenerina complanata* (Reuss), *Planomalina (Planomalina) cheniourensis* (Sigal), *Globigerina infracretacea* (Glaessner (k rodu *Globigerina* treba poznamenať, že tzv. kriedové globigeríny nie sú pravé, ale že prevažná časť patrí k rodu *Hedbergella;* s touto otázkou sa budeme ešte zapodievať) a *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi). *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi) a *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) sa vyskytujú nielen v apte, ale i v barreme krížňanskej série (lom západne od Trstia).

2. Zóna s *Anomalina djaffarovi* Agaralova je zastúpená prevažne bentóznymi foraminiferami. Prevládajúcim druhom je *Anomalina djaffarovi* Agara-

---

* Synonymum: *Anomalina lorneiana* d'Orb. var *trocoidea*. Gandolfi 1942. Pretože sa u tejto variety vyskytujú biumbilikálne reliktné primárne ústia, je správne v zmysle klasifikácie F. T. Bannera & W. H. Blouehо (1959) začleniť ju k rodu *Planomalina* Loeblich & Tappan 1942, a to ako podrod *Globigerinelloides* Cushman & Ten Dam 1948.

lova; ďalej sú tu druhy *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agaralova, *Anomalina* cf. *complanata* Reuss, *Dentalina* cf. *linearis* (Roemer) a *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi).

3. Zóna s *Epistomina cretosa* Ten Dam. Táto zóna je zastúpená bohatým spoločenstvom foraminifer, hlavne druhmi: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Clavulina* cf. *gaultina* Morozova, *Bigenerina complanata* (Reuss), *Epistomina cretosa* Ten Dam, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *Globigerina globigerinellinodes* Subbotina a *Ticinella roberti* (Gandolfi). *Ticinella roberti* (Gandolfi) je rozšírená nielen v albe, ale i v apte. V kríženskej sérii je rozšírená v profile celého aptu. To isté platí i o škvrnitých slieňoch a vápencoch albu (rudinské vrstvy E. Scheibnera, 1958) z ktorých časť musíme tiež zaradiť do aptu, prípadne až barremu. V podstate je teda správne stanovisko K. Birkenmajera (1957) o vekovom rozpätí týchto vrstiev, ktoré sa v Poľsku nazývajú *globigerinovo-radiolóriovými.*

Alb. Sedimenty albu sú prevažne vo fácii sferosideritových vrstiev manínskej série, ktoré pozvoľne prechádzajú do pestrých slieňov cenoman — koniaku (pri Streženiciach a Mednom) pieninskej série.

Na základe detailného rozboru vzoriek možno v albe stanoviť nasledovné zóny: v spodnom albe zóna s druhmi *Ticinella roberti* (Gandolfi) a s *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), vo vrchnom albe zóna s *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi).

Spodný alb je mikrofaunisticky zastúpený hlavne druhmi: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Rhizammina* cf. *indivisa* Brady, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Bigenerina complanata* (Reuss), *Gyroidina infracretacea* Morozová, *Globigerina globigerinellinoides Subbotina* a *Ticinella roberti* (Gandolfi).

Vrchný alb je zastúpený prevažne druhmi *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) a *Planulina buxtorfi* Gandolfi.

K presnému stanoveniu hranice alb-cenomanu bude potrebné mikrobiostratigrafii venovať zvýšenú pozornosť, lebo zatiaľ v tejto otázke nemožno zaujať jednoznačné stanovisko.

Na základe bohatých asociácií foramininfer je možné vyčleniť v cenomane tieto zóny:

a) spodný cenoman: 1. zóna s *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal a s *Rotalipora ticinensis;* 2. zóna s *Rotalipora brotzeni;*

b) stredný cenoman: 3. zóna s *Rotalipora appenninica* (Renz) a s *Globigerina infracretacea* Glaessner; 4. zóna s *Rotalipora montsalvensis* Mornod a s *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer); na rozhraní stredného a vrchného cenomanu je radiolóriový horizont;

c) vrchný cenoman: 5. zóna s *Rotalipora reicheli* Mornod; 6. zóna s *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel) a s *Globotruncana imbricata* Mornod.

Spodný cenoman. Zóna s *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal) a s *Rotalipora ticinensis* je bazálnou zónou cenomanu; vyznačuje sa tým, že okrem normálnej cenomanskej mikrofauny obsahuje značné percento albskej mikrofauny. Asociácia foraminifer je zastúpená druhmi: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Bigenerina* sp., *Lagena apiculata* Reuss, *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Ticinella gaultina* (Morozova), *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

Zóna s *Rotalipora brotzeni* (Sigal). Mikrofaunu tejto zóny zastupujú druhy: *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Clavulina gaultina* (Morozova), *Lagena apiculata* Reuss, *Gyroidina* cf. *globosa* (Hagenow), *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora globotruncanoides* Sigal, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerina paradubia* Sigal a *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (Reuss).

Stredný cenoman. V zóne s *Rotalipora appenninica* (Renz) a s *Globigerina infracretacea* Glaessner, prevažuje druh *Rotalipora appenninica* (Renz); z ostatných sú tu: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerinella* cf. *ultramicra* Subbotina, *Ticinella gaultina* (Morozova), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a *Anomalina complanata* Reuss.

Zóna s *Rotalipora montsalvensis* Mornod a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer). Okrem *Rotalipora appenninica* (Renz), ktorý je významnejším druhom pre stredný cenoman, sa v tejto, ale i v strednocenomanskej zóne vyskytujú ďalšie význačnejšie druhy, a to: *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora globotruncanoides* Sigal a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), ktorá sa početnejšie vyskytuje vo vrchnom cenomane. Ostatnú asociácu foraminifer v tejto zóne tvoria druhy: *Tritaxia dubia* Reuss, *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerina infracretacea* Glaessner a *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi). Prechod medzi stredným a vrchným cenomanom je charakterizovaný radioláriovým horizontom, v ktorom prevládajú *Spumelaria* div. sp. Ostatná mikrofauna je zastúpená hlavne druhmi: *Rotalipora reicheli* Mornod a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

Vrchnocenomanská mikrofauna sa značne líši od spodno a strednocenomanskej; charakteristické sú pre ňu praeglobotrunkány: *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) a *Praeglobotruncana stephani turbinata*

(Reichel). Z dvojkýlových globotrunkán sa tu po prvý raz vo vrcholnejšej časti vrchného cenomanu objavuje *Globotruncana imbricata* Mornod, ojedinele aj *Globotruncana helvetica* Bolli, ktorá sa považuje za významnejší druh spodného turónu.

Zóna s *Rotalipora reicheli* Mornod ako spodná zóna vrchného cenomanu sa vyznačuje ešte hojným zastúpením strednocenomanskej mikrofauny: *Rotalipora montsalvensis* Mornod a *Rotalipora cushmani evoluta* Sigal; z vrchnocenomanskej sú to: *Rotalipora reicheli* Mornod, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) a *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel). Z dvojkýlových globotrunkán sa objavuje *Globotruncana imbricata* Mornod, hojnejšia až v najvrchnejšom cenomane a v spodnom turóne. Ostatnú asociáciu tvoria druhy: *Clavulina* cf. *gaultina* (Morozova), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Globigerina cretacea* d'Orbigny a *Globigerina infracretacea* Glaessner.

Zóna s *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel) a *Globotruncana imbricata* Mornod. Prevažnú časť asociácie tvorí druh *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), menej *Globotruncana imbricata* Mornod, ktorá však značne varíruje. Ďalej sa tu vyskytuje *Globotruncana helvetica* Bolli, najhojnejšia v spodnom turóne, ako aj *Rotalipora appenninica* (Renz) a *Globigerina cretacea* d'Orbigny.

V turóne je hojne zastúpený vrchnocenomanský typ mikrofauny: *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) a *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel); ako ustálený typ je tu prítomná *Globotruncana imbricata* Mornod.

Na základe doterajších znalostí dajú sa v turóne vyčleniť dve zóny: 1. zóna s *Globotruncana helvetica* Bollí; 2. zóna s *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny). Prvá ako spodná zóna turónu vyznačuje sa početnejším výskytom vrchnocenomanskej mikrofauny (ide hlavne o spomínané praeglobotrunkány).

Zóna s *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny) neobsahuje už prvky vrchnocenomanskej mikrofauny a planktonické spoločenstvo je vystriedané bentózno-planktonickým, zastúpeným druhmi: *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Verneuilina münsteri* Reuss, *Gyroidina nitida* (Reuss), *Clavulina gaultina* (Morozova), *Pleurostomella* sp. a *Marssonella oxycona* (Reuss). Sedimenty koniaku vo fácii pestrých slieňov pri Streženiciach obsahujú mikrofaunu zastúpenú hlavne druhmi: *Gümbelina deflaensis* Sigal, *Globotruncana linneiana coronata* Bolli, *Globotruncana linneiana angusticarinata* (Gandolfi) a *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau).

Santon je zastúpený súvrstvím flyšových pieskovcov a vápnito-ílovitých bridlíc až slieňov, ktoré obsahujú vrchnosantonskú mikrofaunu: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Stensiöina praeexsculpta* Brotzen (non Keller), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gümbelina nuttalli* Voorwijk, *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerinella* ex gr. *aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss) a *Anomalina complanata* Reuss.

Spodný kampan. V nadloží flyšového vrchnosantonského súvrstvia sú vyvinuté pestré gbelanské (vrchné globotrunkánové) sliene, ktoré obsahujú dvojaký typ asociácií. V spodnejších polohách sa vyskytuje mikrofauna charakterizovaná prevažne alebo výlučne planktonickými foraminiferami *Globotruncana arca* (Cushman), okrem ktorých značne zastúpená je i *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg). Môžeme teda hovoriť o globotrunkánovo-gümbelinovom spoločenstve. Vo vyšších polohách pestrých slieňov začínajú pribúdať bentózne foraminifery; vzniká tak planktonicko-bentózne spoločenstvo zastúpené hlavne druhmi: *Globotruncana arca* (Cushman) a *Eponides sibiricus* Neckaja, ktoré vytvárajú globotrunkánovo-eponidesovú asociáciu.

V *globotrunkánovo-gümbelinovom* spoločenstve kvantitatívne prevláda *Globotruncana arca* (Cushman); ďalej sú zastúpené: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Marssonella trochus* (d'Orbigny), *Palmula delicatissima* Plummer, *Loxostomum planatum* (Cushman), *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Gyroidina turgida* (Hagenow), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides frankei* Brotzen, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg) a *Gümbelina nuttalli* Voorwijk.

Globotrunkánovo-eponidesové spoločenstvo. Hojné *Eponides sibiricus* Neckaja a *Globotruncana arca* (Cushman) spolu s doprovodnou mikrofaunou vytvára spoločenstvo, ktoré je predzvesťou zmeny sedimentácie; nastáva splytčenie sedimentačného priestoru; sedimentáciu červených slieňov strieda sedimentácia vápnitých sivých až modrastých vápnitých pieskovcov a zlepencov s vložkami vápnito-ílovitých bridlíc.

Vrchný kampan - maestricht je vyvinutý ako mohutné súvrstvie

sľudnatých pieskovcov s uhoľnou substanciou a zlepencov, v ktorých je hojne zastúpený i exotický materiál. Sú to rôzne žuly a ruly. Časté sú i tenké 5—10 cm mocné vložky vápnito-ílovitých bridlíc s početnou aglutinovanou mikrofaunou, ktorá vytvára prevažne monospoločenstvá, zastúpené hlavne druhmi: *Rhabdammina carpatica* Maslakova, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Dendrophrya robusta maxima* Friedberg. Vácne sa vyskytujú globotrunkány: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer a *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny).

Andrusov — Gorek — Nemčok (1955) zaradili toto súvrstvie do cenomanu, Began (1959) a Salaj (1959) do spodného senónu. V zlepencových polohách vo vrchnej časti súvrstvia sa zistili orbitoidné foraminifery, zastúpené druhom *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Podľa mikrofauny a petrografickej charakteristiky sa toto súvrstvie veľmi podobá fácii jarmutských vrstiev, známych v Pieninách. Tieto „jarmutské" vrstvy nie sú však heteropickou fáciou pestrých gbelanských (vrchných globotrunkánových) slieňov, ako to pripúšťa Andrusov (1945, 1959) v Pieninách a v Brezovskom pohorí. V tomto prípade ide o zreteľný prechod z pestrých slieňov do pieskovcovo-zlepencového súvrstvia, ako to vidno JV od Mikušoviec. Takýto plynulý prechod z pestrých slieňov do jarmutských vrstiev v Pieninách spomína L. Horwitz (1938).

Z Považia sa spomína tiež podobný vývin — jarmutské vrstvy v okolí Hrabového pri Bytči, v ktorých ako uvádza Andrusov (1959), určil E. Köller orbitoidné foraminifery. Andrusov poznamenáva, že ide o súvrstvie vo vývine odlišnom od pestrých gbelanských slieňov, ktoré sú vyvinuté v bezprostrednom okolí, hoci nie v tom istom profile. Je reálne i v tomto prípade predpokladať, že pestré gbelanské sliene sú podložím vrstiev s orbitoidnými foraminiferami.

Napokon treba sa ešte zmieniť o výskyte polohy zlepencov s *Orbitoides* sp., vystupujúcej spolu so slieňmi, ktoré obsahujú maestrichtskú mikrofaunu (Kantorová & Began 1958). Podľa Kantorovej & Begana (l. c.) zlepence svojím vývinom pripomínajú jarmutské zlepence Pienín, ktoré opisuje K. Birkenmajer (1954).

V nadloží tohto súvrstvia v bridličných polohách flyšového súvrstvia sa vyskytujú drobné formy druhu *Rzehakia* ex gr. *epigona* (Rzehak), ktoré tvoria prevažne monospoločenstvo, poukazujúce na paleocénny vek. Eocén, ktorý dokázal Began (1959), je SZ od študovanej oblasti.

Dán-paleocén. Sedimentácia medzi kriedou a paleogénom je v tejto oblasti plynulá (Kantorová & Began 1958). Sedimenty dán-paleocénu sú tvorené prevažne pestrými ílmi, ktoré sa striedajú s pieskovcami. V tomto súvrství sa vyskytuje prevažne aglutinovaná mikrofauna, zastúpená druhmi: *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rhabdammina* cf. *discreta* Brady, *Hyperammina carpatica* Maslakova,

Mikrobiostratigrafická tabuľka spodnej a vrchnej kriedy v širšom okolí Lednického Rovného

Stupne		Petrografická charakteristika hornín	Mikrobiostratigrafické zóny
paleocén		flyšové súvrstvie	zóna s Rzehakina ex gr. epigona
dán — paleocén		pestré íly	aglutinovaná mikrofauna s prevahou druhu *Uvigerinammina jankói*
vrchny kampan — maestricht		pieskovcovo-zlepencové súvrstvie s vložkami ílovitých bridlíc	*Pseudosiderolites vidali*
spodný		gbelanské (= vrchné globotrunkánové) sliene	*Globotruncana arca a Eponides sibiricus* *Globotruncana arca* a *Gümbelina globulosa*
Vrchný santon		flyšové súvrstvie	*Globotruncana fornicata, Globotruncana arca*
Spodný santon Koniak		pestré sliene	*Gümbelina deflaensis*
Vrchný	Turón	pestré (spodné globotrunkánové) sliene	zóna s *Globotruncana linneiana linneiana* a s *Globotruncana linneiana marginata*
Spodný	Turón		zóna s *Globotruncana helvetica*
Cenoman	vrchný		zóna s *Praeglobotruncana stephani turbinata* a *Globotruncana imbricata*
Cenoman	vrchný		zóna s *Rotalipora reicheli*
Cenoman	stredný		rádiolárioový horizont
Cenoman	stredný		zóna s *Rotalipora montsalvensis* a s *Praeglobotruncana delrioensis*
Cenoman	stredný		zóna s *Rotalipora appenninca* a s *Globigerina infracretacea*
Cenoman	spodný		zóna s *Rotalipora brotzeni* a s *Rotalipora appenninca*
Cenoman	spodný		zóna s *Hastigerinella simplicissima* a s *Rotalipora ticinensis*
alb	vrchný	sferosideritové vrstvy	zóna s *Rotalipora ticinensis* a s *Planulina buxtorfi*
alb	spodný	sferosideritové vrstvy	zóna s *Ticinella roberti* a s *Haplophragmoides nonioninoides*
Apt		čiernosivé a sivozelené sliene a bridlice s polohami vápencov	zóna s *Epistomina cretosa*
Apt		čiernosivé a sivozelené sliene a bridlice s polohami vápencov	zóna s *Anomalina djaffarovi*
Barrém — spodný apt		čiernosivé a sivozelené sliene a bridlice s polohami vápencov	zóna s *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi)

Dendrophrya excelsa Grzybowski, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Reophax pilulifera* Brady, *Nodellum velascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Ammodiscus angygyrus* Reuss, *Ammodiscus* aff. *gaultinus* Barthelin, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Ammodiscus umbonatus* Grzybowski, *Glomospira gorayski* (Grzybowski), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Glomospira serpens* (Grzybowski), *Trochamminoides contorta* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides subcoronata* (Grzybowski), *Haplophragmoides* cf. *eggeri* (Cushman), *Haplophragmoides excavatus* Cushman & Waters, *Haplophragmoides retroseptus* (Grzybowski), *Haplophragmoides subglobosus* (Grzybowski), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Recurvoides imperfectus* Hanzlíková, *Recurvoides turbinatus* Brady, *Thalmanammina subturbinata* (Grzybowski), *Ammobaculites aglutinans filiformis* Earland, *Ammobaculites* cf. *deflexus* (Grzybowski), *Bolivinopsis carinatus* (d'Orbigny), *Bigenerina variabilis* Vašíček, *Trochammina globigeriniformis* (Jones & Parker), *Gaudryina* cf. *pupa* Gümbel, *Dorothia filiformis* (Berthelin), *Plectina* cf. *fallax* (Grzybowski), *Uvigerinammina jankói* Majzon, *Spiroloculina jarvisi* Cushman & Told, *Globigerina trivialis* Subbotina a *Globigerina varianta* Subbotina.

Záver

Doterajšie mikrobiostratigrafické výsledky vo vrchnej kriede bradlového pásma dovoľujú upozorniť na niekoľko dôležitých poznatkov:

a) Na základe detailného mikropaleontologického rozboru podarilo sa dokázať v západnej časti bradlového pásma vo vrchnej kriede rašovský vývin s gbelanskými vrstvami a jarmutský vývin so súvrstvím pieskovcov a zlepencov s vložkami bridlíc, pričom posledné súvrstvie je mladšie ako gbelanské vrstvy, ktoré sú v ich bezprostrednom podloží. Preto navrhujem, aby sa upustilo od používania termínov rašovský a jarmutský vývin. Správne je používať iba termín jarmutské vrstvy (najvrchnejší kampan-maestricht) senónu bradlového pásma.

b) Gbelanské (vrchné globotrunkánové) sliene sú hlavne spodnokampanským súvrstvím; v senóne bradlového pásma dochádza k maximálnemu prehĺbeniu. Vzácnejšie sa vyskytujú vo vrchnejších partiách senónu, čo záviselo od lokálneho prehlbovania vrchnosenónskeho mora.

c) Vo vrchnom kampane, hlavne v maestrichte dochádza k silnému splytčeniu mora a k sedimentovaniu orbitoidových vrstiev vo fácii piesčitých vápencov a jarmutských vrstiev, ktoré nie sú heteropickou fáciou gbelanských slieňov.

d) V cenomane, turóne a v koniaku vnútorného bradlového pásma Západných Karpát je prevažne sedimentácia pestrých (spodných globotrunkánových) slieňov.

Po prvý raz na to upozornili Kantorová & Began (1958), ktorí však opisujú sedimentáciu pestrých slieňov z priebehu celej vrchnej kriedy. Na Orave v okolí Trstenej v pestrých slieňoch Matějka (1958) opisuje koniak. Z východnej časti bradlového pásma pri Beňatíne Samuel (v tlači) opisuje plynulý profil v pestrých (spodných globotrunkánových) slieňoch, ktorých vekový rozsah je cenoman-santon. V západnej časti bradlového pásma sa zatiaľ plynulý profil v týchto pestrých slieňoch nepodarilo zistiť, i keď sa podarilo určiť mikrofaunu z jednotlivých stupňov cenomanu, turónu i koniaku.

V manínskej sérii je týmto pestrým slieňom ekvivalentné súvrstvie vo flyšovom vývoji, ktoré plynule prechádza do spodnokampanských slieňov.

d) V období kriedovej karpatskej geosynklinály viazanej na územie vnútorného bradlového pásma prebiehala plynulá sedimentácia. Doterajší názor o existencii stratigrafických hiátov medzi turónom a senónom a medzi kriedou a paleogénom je neopodstatnený. Pri vysvetľovaní tektonického štýlu bradlového pásma treba predovšetkým brať do úvahy tektonické pochody za synsedimentácie, na ktoré upozornil Maheľ (1955). Týmto ľahšie pochopíme tektonickú stavbu bradlového pásma, lebo vrchnokriedový bradlový obal v obklopení bradiel sa dá ťažko vysvetliť transgresiou, keďže ide prevažne o sliene. Tieto tektonické pochody sa odohrali, ako je všeobecne známe, za subhercýnskej fázy vrásnenia. Laramská fáza vrásnenia sa vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát neprejavila.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1933: Poznámky o geológii Považí. Věstník Stát. geol. ústavu, r. IX, Praha. — [2] Andrusov D., 1933: Siderolites vidali z karpatské křídy. Zprávy z Čs. společnosti pro mineralogii a geologii. Věstník SGÚ, r. IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce ŠGU, zoš. 13, Bratislava. — [4] Andrusov D. — Gorek A. — Nemčok A., 1955: Ložiská mangánových rúd Slovenska, II. Mangánové rudy bradlového pásma stredného Považia. — [5] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. SAV, Bratislava. — [6] Banner F. T. — Blow W. H., 1959: The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae. Paleontology Vol. 2, Part. 1, London. — [7] Bartenstein H., 1953: Taxonomische Revision und Nomenclatur zu Franz E. Hecht „Standard — Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen" (1938). Teil 1. — Hauterive, Teil 2 — Barreme. Senckenbergiana, Band 33, No 1/6, Frankfurt a. M. — [8] Bartenstein H.: Revision von Berthelin's Mémoire 1880 über die Alb-Foraminiferen von Moncley. Senck. leth., Band 35, Nummer 1/2, Frankfurt a. M. — [9] Berthelin M., 1880: Mémoire sur les Foraminiféres Fossils de L'Etage albien de Montcley (Doubs). Mémoires de la Sociéte geologique de France, 3e série, tome 1, Paris. — [10] Birkenmajer K., 1954: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pieninskim pasie skałkowym w łetach 1950—51 Inst. Geol. Biul. 86 Warszawa. — [11] Birkenmayer K., 1954: O wieku tzv. margli puchovskich w Pieninach na tle stratigrafii oslony pasa skałkowego. Inst. Geol. Biul. 88. Warszawa. — [12] Bolli H. M., 1958—59: Planctonic Foraminifera from the cretaceous of Trinidad, B. W. I. Bulletens of American Paleontology, vol.

XXXIX, New York. — [13] Brönnimann P. — Brown N. K., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. Eclogae Geol. Helvetiae, Vol. 48, No 1, Basel. — [14] Gandolfi R., 1942: Ricerce mikropaleontologiche e stratigrafíche sulla scaglia e sul flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. It. di Pal. A. XLVIII, Mem. 4. — [15] Geroch S., 1957: Uvigerinammina Jankói Majzon (Foraminiferen) we fliszu Karpat. Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego. Tom. XXV, Zeszyt 3, Kraków. — [16] Grzybowski J., 1896: Otwornice czerwonych ílov z Wadowic. W Krakowie nakladem akademii umiejetnosči. — [17] Grzybowski J., 1897: Otwornice pokladów naftonošnych okolicy Krosna. W Krakowie nakladem akademii umiejetnošci. — [18] Hanzlíková E., 1953: Mikropaleontologicko-stratigrafické zhodnocení vrtby Žukov NP 15. Sborník ÚÚG XX, Praha. — [19] Hagn H., 1954: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläntologie der Helvetischen Oberkreide Südbayerns. Palaeontographica, Band 104, Abt. A, Stuttgart. — [20] Hecht F. E., 1938: Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. Abh. Seckenber. naturf. Ges. Abh. 443, Frankfurt a. M. — [21] Hofker J., 1955: Foraminifera from the Cretaceous of Southern Limburg, Netherlands, VIII. The genus Allomorphina in the Dutch Cretaceous. Natuurhistorisch maandbland orgaan van het natuurhistorisch genootschap in Limburg. — [22] Horwitz L., 1938: Studia nad stratigrafią oslony skalek pieniñskich 1. Spraw. Paň Inst. Geol. IX, 2, Warszawa. — [23] Jírová D., 1956: Rod Globotruncana ve vyšším turone a emscheru české křídy. Universitas Carolina Geological, vol. 2, No 3, Praha. — [24] Kantorová V., 1953: O dvojakom veku púchovských slieňov. Geol. sborník r. IV, 1—2, Bratislava. — [25] Kantorová V. — Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geolog. sborník, r. IX, č. 2. Bratislava. — [26] Kantorová V. — Began A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. práce, Zprávy 14. Bratislava. — [27] Köller E., 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geol. sborník, r. XI, 1. Bratislava. — [28] Książkiewicz M., 1958: On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. Bull. de l' Acad. Polonaise des sciences, Série des sci. chim. géol. et géogr. — Vol. VI, No 8, Warszawa. — [29] Küpper K., 1956: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg — Oberösterreich). Jahrbuch, Wien. — [30] Maslakova N. I., 1959: Stratigrafičeskaja schema verchnemelovych otloženij Kryma. Vestník moskovskogo universiteta. No 1, Moskva. — [31] Matějka A., 1958: Bradlové pásmo v okolí Tvrdošína a Trstené. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1958, Praha. — [32] Mjatljuk E. V., 1949: Materialy k monografičeskomu izučenju fauny foraminifer nižnemelovych otloženij južno-enemskogo neftjenosnogo rajona. Mikrofauna neftjanych mestorožděnij SSSR (Sborník). — [33] Mornod L., 1950: Les Globorotalidés du Crétacé superieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). Eclogae Geol. Helv., vol. 42, Lausanne. — [34] Pokorný Vl., 1949: Mikrofauna eocenního zeleného jílu z Nikolčic. Rozpravy II. tř. ČAV 59, č. 15, Praha. — [35] Pokorný Vl., 1958: Gründzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band 1, Berlin. — [36] Salaj J., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek vyzbieraných z bradlového pásma v širšom okolí Lednického Rovného. Rukopis, Archív GÚDŠ. Bratislava. — [37] Salaj J 1960: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava. — [38] — Salaj J. 1960: Geológia gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Archív GÚDŠ, rukopis, Bratislava. — [39] Samuel O., 1961: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov bradlového pásma v okolí Beňatíny. Geol. práce, Zprávy (v tlači) Bratislava. — [40] Scheibner E., 1958: O výskyte tzv. „globigerinovo-rádiolároivých" vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. sborník IX, 2. Bratislava. — [41] Scheibnerová V., 1958: Globotruncana helvetica Bolli v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Geol. sborník IX, 2. Bratislava — [42] Scheibner E. — Scheibnerová V., 1958: Kysucké a snežnické vrstvy nové členy pieninskej série v kysuckom vývine.

Geol. sborník IX, 2. Bratislava. — [43] Scheibnerovci E. a V., 1958: O veku praznovských vrstiev v Považí. Geol. sborník r. IX, 1. Bratislava. — [44] Sigal J., 1948: Notes sur les genres des Foraminiferes Rotalipora Brotzen 1942 et Thalmaninella. Familie des Globorotaliidae. Rev. Inst. Fr. du Pétrole, Vol. III, No 4. Paris. — [45] Sigal J., 1952: Apercu stratigraphique sur la mikropaléontologie — [46] Sigal J., 1955: Notes micropaleontologiques nordafricanes, 1. Du Cénomanien au Santonien: Zones et limites en facies pelagique. Compte rendu Géol. France. Paris. — [47] Subbotina N. N., 1949: Mikrofauna melovych otloženij južnogo sklona Kavkaza. Mikrofauna neftjanych mestorožděnij SSSR. — [48] Vasilenko B. P., 1954: Anomalinidy. Trudy VNIGRI, Novaja Serija, vypusk 80. Leningrad. [49] Birkenmajer K., 1957: Nové výzkumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Polsku. Geologický sborník SAV VIII, č. 1, Bratislava. — [50] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 5, Bratislava. — [51] Began A., 1959: Zpráva o geol. mapovaní bradlového pásma medzi Púchovom a Trenčínom. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.

JOZEF SALAJ

EINIGE NEUEN STRATIGRAPHISCHEN KENNTNISSE AUS DER KREIDE DER INNEREN KLIPPENZONE VON WESTKARPATEN

In der vorgelegten Arbeit bringt der Verfasser auf Grund seines mikrobiostratigraphischen Studiums einige neue, für die Stratigraphie der inneren Klippenzone von Westkarpaten wichtige Erkenntnisse.

Auf Grund seiner mikropaläontologischen Analysen gelang es dem Verfasser im westlichen Teil der Klippenzone in der oberen Kreide die Rašov-Entwicklung mit Gbelaner Schichten und die Jarmuta-Entwicklung mit einer Schichtfolge von Sandsteinen und Konglomeraten mit Schiefereinlagerungen festzustellen. Die letztgenannte Schichtfolge ist jünger als die im deren Liegenden sich befindlichen Gbelaner Schichten.

Aus diesem Grunde schlagt der Verfasser vor, von der Bezeichnung „Rašov-Entwicklung" und „Jarmuta-Entwicklung" abzusehen und für die genannten Schichten nur die Benennung Jarmuta-Schichten (der oberste Kampan — Maestricht) des Senons der Klippenzone zu verwenden.

Die Gbelaner (die oberen Globotruncanenmergel) Mergel stellen eine Schichtenfolge hauptsächlich des unteren Kampans dar; (im Senon der Klippenzone kam es zur maximalen Vertiefung). Seltener kommen diese Mergel in den höheren Abschnitten des Sennons vor, was allerdings von der lokalen Vertiefung des obersenonische Meeres abhängig war.

Im oberen Kampan, besonders im Maestricht wurde das Meer seichter und da verlief die Ablagerung der Orbitoiden-Schichten in der Fazies sandiger Kalke und Jarmutaer Schichten, die keinesfalls eine heteropische Fazies der Gbelaner Mergel darstellen.

Im Cenomanien, Turonien, und Coniak der inneren Klippenzone von Westkarpaten ist die Ablagerung von überwiegend bunten Mergeln (die unteren Globotruncanenmergel) zu verzeichnen. Zum erstenmal haben V. Kantorová — A. Began (1958) darauf aufmerksam gemacht, die jedoch die Ablagerung von bunten Mergeln während der ganzen Oberen Kreide voraussetzen. Im Gebiet von Orava, in der Umgebung der Gemeinde Trstená hat A. Matějka (1958) in den bunten Mergeln Coniak festgestellt. Im östlichen Teil der Klippenzone bei der Gemeinde Beňatín erwähnt O. Samuel (in lit.) ein flüssiges, ununterbrochenes kompletes Profil der bunten Mergel (der unteren Globotruncanenmergel), die er zum Cenomanien-Santon legt. Im westlichen Teil der Klippenzone konnte solches komplettes Profil vorläufig nicht gefunden werden, auch wenn aus diesem Gebiet die Mikrofauna von einzelnen Stufen des Cenomaniens, des Turons und Coniaks bestimmt werden konnte.

In der Manín-Serie ist mit diesen bunten Mergeln eine Schichtfolge in Flysch-Entwicklung äquivalent, die allmählich in Mergel des unteren Kampans übergeht.

Während der an die innere Klippenzone von Westkarpaten gebundenen kretazischen Geosynklinale war eine ununterbrochene Sedimentation im Gange. Die bisherige Annahme über die Existenz von stratigraphischen Hiaten zwischen dem Turon und Senon und zwischen der Kreide und dem Paläogen ist unbegründet. Bei der Erklärung des tektonischen Stiles der Klippenzone ist vor allem nötig, die tektonischen Vorgänge während der Synsedimentation zu berücksichtigen, auf die M a h e l (1955) aufmerksam machte. Diese Erklärung erleichtert die Auffassung des tektonischen Baues der Klippenzone, weil die Klippen umfassende oberkretazische Hülle, durch Transgression sehr schwer erklärbar ist, da es sich vorwiegend um Mergel handelt. Diese tektonischen Vorgänge, wie es allgemein bekannt ist, spielten sich während der subherzynischen Faltungsphase ab. Die laramische Faltungsphase kam in der inneren Klippenzone der Westkarpaten nicht zum Vorschein.

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava

AUGUSTÍN BEGAN — JOZEF SALAJ

MIKROFAUNA ZÓNY S LEYMERIELLA TARDEFURCATA LEYM. BRADLOVÉHO PÁSMA S OD NOVÉHO MESTA

Pri geologickom výskume bradlového pásma Považia medzi Púchovom a Bošáckou dolinou bola na základe mikropaleontológie (K a n t o r o v á — B e g a n 1958) zistená fácia flyšového vývinu albu, časť ktorého sa prv považovala za cenoman a senón (A n d r u s o v 1945). V západnej časti tejto oblasti a v susednom území sa toto flyšové súvrstvie považovalo za senónsky bradlový obal (A n d r u s o v 1945). Mikropaleontologické výsledky (K a n t o r o v á 1960) však poukazujú prevažne na alb.

P. G r o s s (1959) našiel pri Moravskom Lieskovom niekoľko amonitov, ktorí však doteraz neboli určení; z niektorých sa nám podarilo určiť jeden exemplár ako *Leymeriella tardefurcata* L e y m. Mikrofauna v bridličných polohách tohto flyšového súvrstvia je zastúpená aglutinovanými druhmi, z ktorých prevláda *Haplophragmoides nonionoides* (R e u s s). Z ostatných druhov sú to: *Haplophragmoides chapmani* C r e s p i n, *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus gaultinus* B e r t h e l i n a *Ammodiscus tenuissimus* (G ü m b e l).

Asociácia foraminifer s *Haplophragmoides nonionoides* (R e u s s) sa opisuje zo spodného albu (F. E. H e c h t 1938, N. S u b b o t i n a 1949).

Na rozdiel od nami uvádzanej mikrofauny z pásma *Leymeriella tardefurcata* L e y m. spomínajú K a n t o r o v á — A n d r u s o v (1958) zo slienitej fácie albu od obce Zemianska Dedina mikrofaunu, ktorá obsahuje hlavne planktonické druhy,

poukazujúce na vyšší alb. Vynára sa takto otázka, či asociácia foraminifer s *Haplophragmoides nonioninoides* (R e u s s) nie je viazaná iba na flyšovú, a to plytkovodnú fáciu spodného, poprípade celého albu. Vo sferosideritových vrstvách manínskej série, ako opisuje S a l a j (1960), je asociácia foraminifer s *Haplophragmoides nonioninoides* (R e u s s) viazaná hlavne na spodný alb, pričom vo vyšších zónach albu nie je vôbec zastúpená.

LITERATÚRA

[1] A n d r u s o v D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce ŠGÚ, zoš. 13, Bratislava. — [2] B a r t e n s t e i n H., 1954: Revision von Berthelin's Mémoire 1880 über die Alb-Foraminiferen von Montcley. Senck, leth., Band 35, No 1/2, Frankfurt nad Mohanom. — [3] B e g a n A. 1959: Zpráva o geologickom výskume bradlového pásma Považia v úseku Púchov—Trenčín. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] G r o s s P., 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii bradlového pásma na strednom Považí. Diplomová práca. Fakulta geol.-geograf. vied UK, Bratislava. — [5] H e c h t F. E., 1938: Standard — Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. Abh. Seckenber. naturf. Ges. Abh. 443, Frankfurt nad Mohanom. — [6] K a n t o r o v á V. — A n d r u s o v D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. sborník SAV, r. IX, č. 2, Bratislava. — [7] S a l a j J., 1961: Mikrobiostratigrafia strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma v širšom okolí Lednického Rovného, Geol. práce, Zprávy 20. — [8] S u b b o t i n a N. N., 1949: Mikrofauna melových otloženij južnogo sklona Kavkaza. Mikrofauna neftjanych mestorožděnij SSSR.

MÁRIA KOCHANOVÁ

NIEKOĽKO PALEONTOLOGICKÝCH LOKALÍT SPODNÉHO LIASU Z OBLASTI ČIERNEHO VRCHU PRI ČIERNEJ LEHOTE V STRÁŽOVSKEJ HORNATINE

(Nemecké resumé, tab. I—IV)

Úvod

Pri podrobných mapovacích prácach v posledných rokoch zistil kolektív doc. dr. Maheľa v Strážovskej hornatine viaceré významné lokality, bohaté na makrofaunu, medzi nimi aj nižšie opisované spodnoliasové výskyty na JZ svahu Čierneho vrchu v oblasti Čiernej Lehoty. Našli sme tu množstvo lamelibranchiátov a amonitov, menej gastropódov; väčšina týchto fosílií nebola dosiaľ paleontologicky spracovaná. V predloženej práci sa zapodievam určením a systematickým začlenením lamelibranchiátov a gastropódov.

Stručná charakteristika lokalít

Prvá lokalita (v ďalšom označená ako lokalita 1) leží na JV od kóty 726 S od Čiernej Lehoty.

Na hrebeni je odkrytý profil, ktorý podrobne opísala Kullmanová (1958); tvoria ho súvrstvia liasu, dogeru, malmu a titónu. V najspodnejšej časti v dĺžke asi 20 m nachádzajú sa lavice brekciovitých vápencov o mocnosti 30—130 cm, ktoré vystupujú v podobe skalných stien na hrebeni a skladajú sa prevažne z úlomkov červených rohovcov a sivých vápencov. Hojne sa v nich nachádzajú belemnity, amonity, lamelibranchiáty a gastropódy. Zistila som tu nasledujúce druhy:

Oxytoma sinemuriensis (d'Orb.)
Oxytoma sp.
Chlamys textoria (Schloth.)
Chlamys sp. 1
Chlamys sp. 2
Chlamys (Aequipecten) thiollierei (Martin)
Chlamys (Camptochlamys) subreticulata (Stol.)
Entolium calvum (Goldf.)
Plicatula cf. *deslongchampsi* Terq.-Piette

Plicatula cf. *oceani* (d'Orb.)
Lima duplicata (Sow.)
Lima hettangiensis Terq.
Lima (Plagiostoma) punctata (Sow.)
Lima (Plagiostoma) cf. *succincta* (Schloth.)
Liogryphea arcuata (Lam.)
Astarte cf. *libya* (d'Orb.)
Astarte sp.
Unicardium hesione (d'Orb.)
Cardinia hybrida (Sow.)
Cardinia sp.
Pleurotomaria anglica (Sow.)
Pleurotomaria sp.

Druhá lokalita (2) leží na ľavom svahu Hluchej doliny J od kóty 878.

Po petrografickej stránke ju spracovala Kullmanová (1958). Ide o odkryv, v ktorom liasové súvrstvie zaberá hrúbku 30 m. V jeho podloží sú lavice (40—70 cm) sivých celistvých vápencov so závalkami, medzi ktorými sú aj polohy piesčitejších vápencov. Nad nimi ležia celistvé i jemnozrnné slabokrinoidové vápence s hustou sieťou kalcitických žiliek a s nepravidelnou kusovitou odlučnosťou. Vo vrchnejších polohách majú tieto vápence lumachelovitý charakter. Makrofauna je zastúpená len lamelibranchiátmi, a to druhmi:

Oxytoma sinemuriensis (d'Orb.)
Chlamys textoria (Schloth.)
Entolium calvum (Goldf.)
Anomia cf. *striatula* Opp.

Zo sivých piesčitejších vápencov pochádza *Chlamys valoniensis* (Defr.) a *Anomia* sp.

Treťou lokalitou (3) je mierny svah pri vyústení Hluchej doliny asi 2 km na S od Čiernej Lehoty. Leží tu veľa sutinových balvanov, tvorených jednak brekciovitými vápencami s čiernymi závalkami a jednak lumachelovitými, sivými vápencami. Z početných fosílií prevládajú amonity a lamelibranchiáty. Z posledných boli zistené tieto druhy:

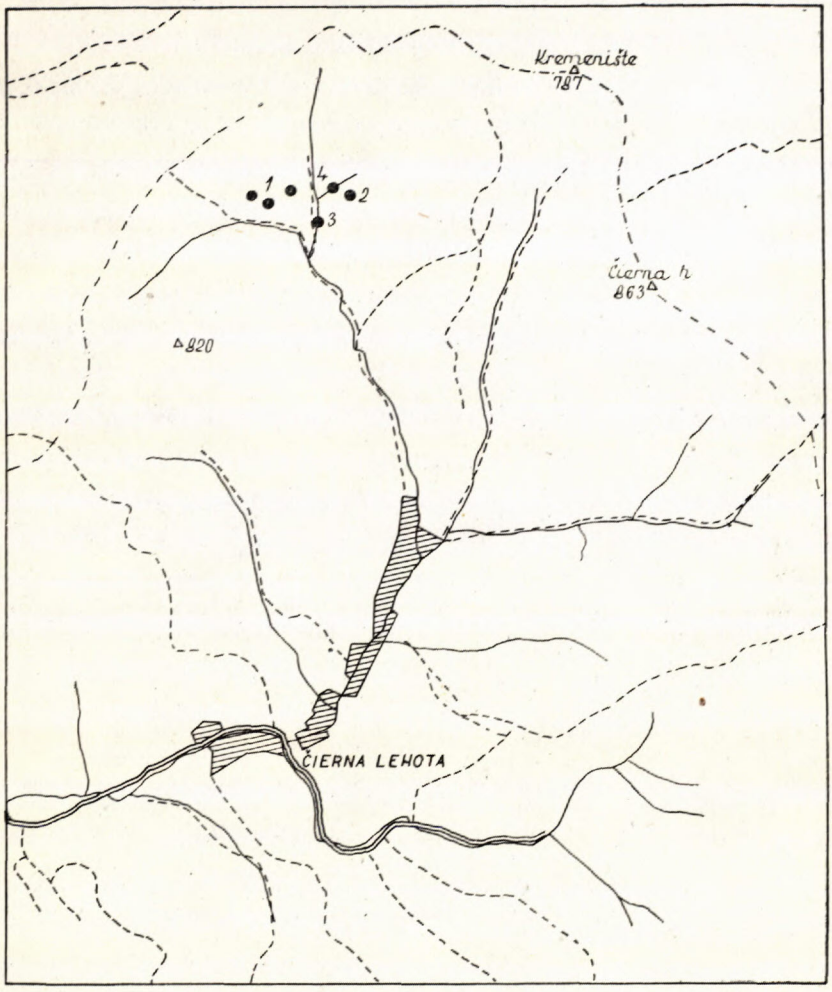
Parallelodon hettangiensis (Terq.)
Oxytoma sinemuriensis (d'Orb.)
Chlamys valoniensis (Defr.)
Chlamys textoria (Schloth.)
Chlamys (Camptochlamys) subreticulata (Stol.)
Chlamys (Velata) tumida (Hartm.)
Chlamys (Terquemia) sp.
Entolium calvum (Goldf.)
Lima hettangiensis Terq.
Lima (Plagiostoma) exaltata (Terq.)
Lima (Plagiostoma) punctata (Sow.)
Lima (Plagiostoma) gigantea (Sow.)
Lima (Plagiostoma) succincta (Schloth.)
Anomia nuda Terg.-Piette
Pholadomya aff. *fortunata* (Dumort.)
Myoconcha sp.
Calliostoma sp.

Posledná lokalita (4) leží nad lok. 3, asi 2,5 km na S od Čiernej Lehoty.

Na okraji lesa a pozdĺž potoka pretekajúceho Hluchou dolinou opäť v sutine sa nachádzajú tmavé vápence s čiernymi závalkami. Dosť hojne sa v nich vyskytujú amonity a lamelibranchiáty. Zistili sme tieto druhy lamelibranchiátov.

Arca sp.
Oxytoma sinemuriensis (d'Orb.)
Chlamys cf. *dispar* (Terq.)
Chlamys (Camptochlamys) subreticulata (Stol.)
Chlamys (Velata) hettangiensis (Delas.)

Chlamys (Velata) tumida (Hartm.)
Chlamys (Terquemia) sp.
Entolium calvum (Goldf.)
Plicatula cf. *acuminata* Terq.-Piette
Lima (Plagiostoma) cf. *amoena* (Terq.)
Lima (Plagiostoma) succincta (Schloth.)
Liogryphea arcuata (Lam.)



Obr. 1 Mapka lokalít z oblasti Čierneho vrchu.

Paleontologický rozbor

V paleontologickom opise fauny podávam krátku charakteristiku jednotlivých exemplárov a ich systematické zaradenie podľa práce Piveteau (1952) a Korobkova (1954).

Rad **Taxodonta**, Podrad **Pseudoctenodonta**,
Čeľaď **Arcidae**, Rod **Arca**, Linné, 1758
Arca sp.

Tab. III, obr. 6

Materiál. 1 skulptúrne jadro z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Ide o ľavú lastúru, silne vyklenutú s vrcholom značne nakloneným dopredu, s celkovým tvarom šikmo trapézovým. Časť prehĺbeného zadného krídla pokrýva vrstva horniny. Od vrchola viac po prednej časti lastúry prebieha brázda, dobre viditeľná najmä v paleálnej oblasti. Vrchná vrstva schránky sa zachovala len asi na plôške 2 mm^2 pod vrcholom, kde vidieť skulptúru v podobe koncentrických pruhov a jemných bodkovaných brázd.

Poznámky a vzťahy. Náš exemplár pripomína Stoliczkom (1861, str. 196, tab. VI, obr. 9) opísaný a vyobrazený druh *Arca caprina;* nedostatočné zachovanie však nedovoľuje nám spoľahlivé druhové určenie.

Výskyt: lokalita 4

Čeľaď **Parallelodontidae** — Rod **Parallelodon** Meek — Worthen, 1866.
Parallelodon hettangiensis (Terquem, 1854)

Tab. III, obr. 9

1854 *Cucullea Hettangiensis* Terquem, Paleont, de Luxem., str. 308, tab. 21, obr. 3.
1861 *Arca rhaetica* Gümbel, Geogn. Beschr. Bayer Alp., str. 52.
1867 *Macrodon Hettangiensis* Tate-Blake, Yorkshir Lias, str. 379.
1904 *Parallelodon (Nemodon) Hettan.* Cossmann, Infralias Vendeé, str. 517, tab. 17, obr. 11.
1916 *Parallelodom Hettangiensis* Goetel, Rhaet. Stufe, str. 180.

Materiál. Tri neúplné skulptúrne jadrá pochádzajú z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Ide o dve pravé a jednu ľavú lastúru. Najlepšie zachovaná má výšku 33 mm, šírku 17,5 mm. Lastúry sú horizontálne predĺžené, temer rovnomerne vypuklé, s prednou stranou mierne prehĺbenou, zadnou opatrenou ostrou hranou; zámkový okraj rovný, vrcholy tupé, dosť široké, trocha dopredu naklonené a posunuté k prednému okraju. Na obrúsenom zvyšku vrchnej vrstvy schránky, ktorá sa zachovala v dolnej tretine jednej ľavej lastúry, vidieť časť skulptúry. Tvoria ju husté, veľmi jemné koncentrické prírastkové čiary.

Poznámky a vzťahy. Naše jedince sa zhodujú s opisom a vyobrazením druhu ako ho podal Terquem (1854, str. 308, tab. 21, obr. 3); iba zo skulptúry, zachovanej len v nepatrnej miere, nevidieť radiálne husté pruhy.

Rozšírenie. Ide o druh zastúpený v réte sev. Álp, Apenín a Karpát a v spodnom liase Luxemburgska.

Výskyt: lokalita 3.

Rad **Dysodonta** — Čeľaď **Aviculopectinidae** — Rod **Oxytoma**, Meek, 1864

Oxytoma sinemuriensis (d'Orbigny), 1847)

Tab. I, obr. 5

1847 *Avicula sinemuriensis* d'Orbigny, Prodrome, str. 219, No 125.
1858 *Monotis inaequivalvis* Quenstedt, Jura, str. 49, tab. 4, obr. 20.
1890 *Avicula (Oxytoma) sinemuriensis* Parona, Lias inf. di Saltrio, str. 22, tab. 2, obr. 7.
1951 *Oxytoma sinemuriensis* Troedsson, Höganäs Seris of Sweden, str. 195, tab. 9, obr. 1—11.
1957 *Avicula (Oxytoma) sinemuriensis* Berini, Lamel, del Lias inf., str. 52, tab. 4, obr. 11—13.

Materiál. Množstvo poškodených skulptúrnych jadier pochádza z lumachelovitých i tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Jadrá predstavujú ľavé lastúry variabilných rozmerov; zväčša šírka prevláda nad výškou. Presné rozmery ťažko zistiť, lebo väčšina lastúr je poškodená. Jedna z najlepšie zachovaných má výšku 22 mm, šírku 25 mm; je trocha šikmá, vo vrcholovej oblasti vyklenutá a odtiaľ k obidvom stranám zbieha strmo, k paleálnemu okraju len mierne. Prednú stranu má zaokrúhlenú a kratšiu ako zadnú, ktorá je i viac šikmá. Zámkový okraj má rovný a mierne nahnutý vrchol trocha cezeň prečnieva. Povrch zdobia primárne papršlekovité rebrá, začínajúce pri vrchole. Medzi nimi je obyčajne ešte jedno slabšie sekundárne rebro a ďalšie jemné línie. Zadné ucho je veľké, nezreteľne oddelené od ostatnej lastúry. Má vykrojený zadný okraj a jemnú radiálnu skulptúru.

Poznámky a vzťahy. Lastúry, ktoré majú zachovanú vrchnú vrstvu schránky, zhodujú sa s opisom a vyobrazením Dumortiera (1867, str. 214, tab. 48, obr. 2, 3); na žiadnej z nich však nevidieť koncentrickú skulptúru.

Rozšírenie. Sinemur Francúzska, Švédska, Talianska a Belgicka. Vo Francúzsku siaha až po zónu *Amm. oxynotus.*

Výskyt: Lokalita 1, 2, 3, 4.

Čeľaď **Pectinidae** — Rod **Chlamys** Bolten, 1798

Chlamys cf. *dispar* (Terquem, 1854)

Tab. IV, obr. 1

1854 *Pecten dispar* Terquem, Paleont. de Luxemb., str. 323, tab. 23, obr. 6.
1903 *Pecten (Chlamys) dispar* Bistram, Fauna Val. Solda, str. 151, tab. 3, obr. 3.
1957 *Chlamys dispar* Berini, Lam. del Lias inf., str. 39, tab. 2, obr. 5.

Materiál. Dve skulptúrne jadrá pochádzajú z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Lepšie zachované jadro má výšku 44 mm, šírku 31 mm a patrí asymetrickej plochej pravej lastúre. Jej bočné strany sú rovné a dlhé, paleálna rovnomerne zaokrúhlená. Povrch pokrývajú husté zdvojené papršlekovité rebrá, medzi ktoré je vsunuté jedno slabšie rebro. Koncentrickú skulptúru vidieť slabo na malom kúsku podvrcholovej časti ako dosť husté priečne línie na papršlekovitých rebrách. Predné ucho lastúry je až dva razy väčšie ako zadné, opatrené hlbokým výrezom

a má, i keď značne vyhladenú, radiálnu i koncentrickú skulptúru. Druhé jadro je horšie zachované, bez uší, ale podľa usporiadania širších zdvojených rebier patrí tiež pravej lastúre.

Poznámky a vzťahy. Prvý exemplár sa najviac podobá forme, ktorú opisuje a vyobrazuje Terquem (1854, str. 323, tab. 23, obr. 6), druhý exemplár zas Beriniho vyobrazeniu (1957, tab. 2, obr. 2).

Rozšírenie: spodný lias Francúzska, Belgicka a Luxemburgska.

Výskyt: lokalita 4.

Chlamys valoniensis (Defrance, 1825)

Tab. II, obr. 2a, b

1825 *Pecten Valoniensis* Defrance, Annales de la Norm., str. 507, tab. 22, obr. 6.
1853 *Pecten Lugdunensis* Merian, Geogn. Bemerk. Voralberg., str. 19, tab. 3, obr. 22—24.
1856 *Pecten texturatus* Oppel, Juraformation, str. 103.
1856 *Pecten cloacinus* Quenstedt, Jura, str. 31, tab. 1, obr. 33—34.
1936 *Pecten (Chlamys) Valoniensis* Dechaseaux, Pectinides juras., str. 27.

Materiál. Tri skulptúrne jadrá, úlomky a odtlačky našli sa v lumachelách sivých piesčitejších vápencov.

Opis. Medzi skulptúrnymi jadrami je päť pravých a dve ľavé lastúry. Najlepšie zachovaná ľavá lastúra má výšku aj šírku 31 mm, vrcholový uhol 100^0; pravá má výšku i šírku 30 mm, vrcholový uhol 99^0. Ohraničenie lastúry tvoria dve rovné bočné strany a rovnomerne zaokrúhlený paleálny okraj. Ľavá lastúra je vypuklá, pravá plochá. Skulptúra obidvoch lastúr pozostáva z papršlekovitých jemných hustých rebier; medzi primárnymi rebrami sú tu i tam slabšie sekundárne rebrá, ktoré tiež siahajú až temer k vrcholu, príp. primárne rebrá sa združujú po dvoch. Pretože vrchná vrstva schránky chýba, koncentrická skulptúra s výnimkou arey sa nezachovala. Area je pokrytá iba hustými priečnymi čiarami. Uši sú dosť veľké, s 3—5 papršlekovitými rebrami. Predné ucho pravej lastúry má veľký bysusový výrez.

Poznámky a vzťahy. Naše jedince svojou skulptúrou jemných papršlekovitých rebier sa najviac zhodujú s vyobrazením Oppela — Suessa (1856, str. 548, tab. 2, obr. 8a, b).

Rozšírenie: rét južného Nemecka, severných Álp, Švajčiarska a Anglicka; spodný lias Talianska, Rakúska, Francúzska a Belgicka.

Výskyt: lokalita 3.

Chlamys textoria (Schlotheim, 1820)

Tab. II, obr. 3a, b

1820 *Pectinites textorius* Schlotheim, Petrefactenkunde, str. 229.
1834—40 *Pecten vimineus* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 44, tab. 89, obr. 7.
1834—40 *Pecten texturatus* Münster in Goldf., Petrefact. Germ., str. 45, tab. 90, obr. 1.
1850 *Pecten Sabinus* d'Orbigny, Prodrome, str. 219, No 132.

1858 *Pecten textorius gama* Quenstedt, Jura, str. 147.
1869 *Pecten Fortunatus* Dumortier, Études Paleont. 3, str. 140, tab. 22, obr. 4.
1908 *Pecten (Chlamys) textorius* Trauth, Gresten. Schichten, str. 91.
1926 *Pecten torulosi* Staechse, Pectinid, schwäb. Jura, str. 33, tab. 1, obr. 1.
1936 *Pecten textorius* Dechaseaux, Pectinides juras., str. 13, tab. 1, obr. 1—4.

Materiál. 16 neúplných, vyhladených skulptúrnych jadier a jeden odtlačok pochádza z tmavých brekciovitých a závalkovitých i svetlejších lumachelovitých vápencov; z toho je 5 pravých a 11 ľavých lastúr.

Opis. Najlepšie zachovaná je pravá lastúra, ktorá má výšku 46 mm, šírku 41,5 mm a vrcholový uhol 99°. U ostatných sa rozmery nedajú zistiť. Ľavé lastúry sú mierne vyklenuté, pravé o niečo plochšie. Ich predná a zadná strana sú rovné, dlhé a asi v polovici prechádzajú v paleálny okraj mierne zaokrúhlený. Ozdobu obidvoch tvoria papršlekovité rebrá, vychádzajúce z vrchola. Na pravej lastúre sú zväčša usporiadané párovite, na ľavej sa striedajú silnejšie a slabšie rebrá. Vrchná vrstva schránky u väčšiny jedincov chýba. Len na dvoch exemplároch vidieť na rebrách šupiny spôsobené hustými koncentrickými prírastkovými čiarami. Uši zväčša tiež chýbajú, iba na jednej z pravých lastúr sú zachované ich úlomky; predné ucho je väčšie a má hlboký bysusový výrez, na obidvoch sú aj papršlekovité rebrá.

Poznámky a vzťahy. Menšie jedince zo svetlosivých vápencov sa zhodujú s formami, ktoré Dechaseaux (1936, tab. 1. obr. 2 a 3) uvádza ako sinemurské z Lotrinska, väčšie exemplâre v tmavých vápencoch so závalkami sa podobajú Goldfussovmu vyobrazeniu (1834—40, tab. 89, obr. 9a).

Rozšírenie: lias švábskej jury, Francúzska, Belgicka a severného Nemecka.

Výskyt: lokalita 1, 2, 3.

Chlamys sp. 1

Materiál. Jedno poškodené skulptúrne jadro z tmavosivého brekciovitého vápenca.

Opis. Lastúra je vcelku malá, 14,5 mm vysoká; šírku ani vrcholový uhol nemožno zistiť. Rovné bočné strany siahajú až do dvoch tretín výšky a paleálny okraj je polokruhovitý. Skulptúru tvoria jemné papršlekovité rebrá, nerovnomerne rozložené, časť z nich nesiaha až k vrcholu. Pravidelné koncentrické prírastkové čiary vytvárajú s papršlekovitými rebrami jemnú mriežku.

Poznámky a vzťahy. Opísaný jedinec sa najviac podobá Dumortierovmu druhu *Pecten securis* (Dum.) (1864, str. 68, tab. 8, obr. 9); je však neúplný a blízko paleálneho okraja má jeden výrazný koncentrický pruh, ktorý čiastočne pozmeňuje pôvodný smer papršlekovitých rebier.

Výskyt: lokalita 1.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro a odtlačok z tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Pravá lastúra, ktorá sa zdá byť trocha šikmá, má výšku aj šírku 22,5 mm a apikálny uhol 95°. Je len mierne vypuklá, s rovnými, len asi do polovice výšky siahajúcimi bočnými stranami, prechádzajúcimi do polokruhovitého paleálneho okraja. Z vrchola vybieha 28 papršlekovitých rebier, oddelených od seba rovnako širokými priestormi. Rebrá sú usporiadané v pároch. V niektorých pároch sú rebrá pri sebe bližšie, v iných trocha vzdialenejšie. Koncentrická skulptúra sa nezachovala ani v náznaku. Z uší sa zachovalo len zadné, malé; jeho zadná strana zviera so zámkovou čiarou tupý uhol.

Poznámky a vzťahy. Celkovým tvarom sa náš exemplár najviac podobá druhu *Chlamys dispar* (Terq.) Líši sa však od neho veľkosťou a tým, že medzi rebernými pármi mu chýbajú vsunuté rebrá.

Výskyt: lokalita 1.

Podrod **Aequipecten** Fischer, 1886

Chlamys (Aequipecten) thiollierei (Martin, 1859)

Tab. IV, obr. 6

1859 *Pecten Thiollierei* Martin, Infralias de Côte-d'Or, str. 89, tab. 6, obr. 21—23.
1903 *Pecten (Chlamys) Thiollierei* Bistram, Lias Val Solda, str. 33, tab. 2, obr. 13—15.
1936 *Aequipecten Thiollierei* Dechaseaux, Pectinidés juras., str. 40.
1957 *Chlamys (Aequipecten) thioll.* Berini, Lam. del Lias inf., str. 43, tab. 3, obr. 1.

Materiál. Jedno neúplné skulptúrne jadro našlo sa v brekciovitých vápencoch.

Opis. Ľavá lastúra je 26 mm vysoká (šírku nemožno zistiť), vrcholový uhol 78°; je hrubá, dosť vyklenutá s rovným zámkovým okrajom. Z vrchola vybieha 21 papršlekovitých rebier, ktoré sa smerom k paleálnemu okraju rozširujú. Priestory medzi nimi sú hlboké a širšie ako rebrá. Zachovali sa obidve uši, ktoré sú dosť veľké. Na prednom sú 4 papršlekovité rebrá a nepatrný zvyšok po koncentrickej skulptúre na zvyšku vrchnej vrstvy schránky, na zadnom len dve.

Poznámky a vzťahy. Náš exemplár môžeme porovnať s opisom a vyobrazením Bistrama (1933, str. 33, tab. 2, obr. 15), len má plochšie rebrá, keďže ide o skulptúrne jadro.

Rozšírenie: hettang Francúzska a stredný lias Brašovských vrchov.

Výskyt: lokalita 1.

Podrod **Camptochlamys** Arkell, 1930

Chlamys (Camptochlamys) subreticulata (Stoliczka *1861)*

Tab. IV, ob. 3

1861 *Pecten subreticulatus* Stoliczka, Hierlazschichten, str. 196, tab. 6, obr. 1—2.
1936 *Pecten (Camptochlamys) subreticulatus* Dechaseaux, Pectinidés juras., str. 38.

Materiál. 9 skulptúrnych jadier, 5 úlomkov a 3 odtlačky sa našli v tmavých brekciovitých a závalkovitých vápencoch.

Opis. 8 jadier patrí ľavým a jedno pravej lastúre. Všetky majú tvar široko oválny, ich rozmery však nemožno zistiť, lebo ani jedno nie je úplné. Ľavá lastúra je vždy viac vyklenutá. Predný okraj je mierne prehĺbený a dlhší ako zadný, ktorý je rovný. Povrch zdobia papršlekovité rebrá, striedavo silnejšie a slabšie, slabšie z nich nesiahajú až k vrcholu. Smerom k paleálnej oblasti papršlekovitých rebier pribúda, lebo medzi nimi pribúdajú nové, často veľmi slabé rebrá. K skulptúre schránky patria aj pravidelné koncentrické prírastkové čiary; pretínaním papršlekovitých rebier vytvárajú riedku mriežku. Obidve uši sa zachovali len na troch lastúrach, predné na piatich. Predné ucho má hlboký bysusový výrez; obidve majú koncentrickú i radiálnu skulptúru.

Poznámky a vzťahy. Stoliczkov opis (1861, str. 196, tab. 6, obr. 1—2) platí i pre naše jedince, ktoré sa však líšia od Stoliczkových exemplárov tým, že majú predné uši oveľa väčšie a výraznú radiálnu (nielen koncentrickú) skulptúru.

Rozšírenie: stredný lias Rakúska, spodný lias Francúzska.

Výskyt: lokalita 1, 3, 4.

Podrod **Velata** Quenstedt, 1856

Chlamys (Velata) hettangiensis (Dechaseaux 1936)

1936 *Velata Hettangiensis* Dechaseaux, Pectinidés juras., str. 71, tab. 9, obr. 1.

Materiál. Jedno silne poškodené skulptúrne jadro pochádza z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Predstavuje mierne vyklenutú a zvisle pretiahnutú lastúru s úzkym vrcholom, z ktorého vybiehajú nerovnaké papršlekovité rebrá k paleálnemu okraju trocha vlnovite. Medzi nimi sú jemnejšie rebrá, niektoré skoro len ako línie. Na obidvoch sa dosť husto vyskytujú jemné zrnká. Ináč koncentrická skulptúra sa nezachovala a chýbajú aj uši.

Poznámky a vzťahy. Opisovaný jedinec je totožný s vyobrazením Dechaseauxovým (1936, str. 71, tab. 9, obr. 1).

Rozšírenie: hettang Belgicka.

Výskyt: lokalita 4.

Chlamys (Velata) tumida (Hartman 1830—33)

1830—33 *Pecten tumidus* Hartman in Zieten, Versteinerung. Würtem., str. 68, tab. 52, obr. 1,
1834—40 *Pecten velatus* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 45, tab. 90, obr. 2.
1834—40 *Lima inaequistriata* Goldfuss, Petrafacta Germ., str. 81, tab. 94, obr. 10.
1850 *Pecten Pandarus* d'Orbigny, Prodrome, str. 257, No 257.
1864 *Hinnites velatus Dumortier*, Études pal. 3, str. 70, tab. 4, obr. 1—3.
1869 *Hinnites Davoei* Dumortier, Études pal. 3, str. 141, tab. 21, obr. 9—10.
1871 *Hinnites inaequistrictus* Brauns, Untere Jura, str. 399.
1902 *Velopecten velatus* Janensch, Jurensisch., str. 20.
1908 *Pecten (Velopecten) tumidus* Trauth, Grestener Schicht., str. 87.
1910 *Pecten (Velopecten) Braunsii* Kronecker, Grenzbestim, Trias, str. 513.
1915 *Hinnites (Prospondylus) Dumortieri* Rollier, Fossiles, nouv., str. 452—53.
1923 *Pecten (Velata) velatus* Ernst, Strat. Lias eps., str. 59.
1957 *Chlamys (Velata) tumida* Berini, Lam. del Lias inf., str. 54, tab. 4, obr. 10.

Materiál. Jedno neúplné dvojlastúrové skulptúrne jadro a jeden úlomok pochádzajú z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Ide o jednu pravú a jednu ľavú lastúru malých rozmerov. Pravá lastúra je vo vrcholovej oblasti mierne vyklenutá a smerom k paleálnemu okraju sa vyrovnáva. Ľavá lastúra je celkom plochá. Na obidvoch lastúrach skulptúru povrchu tvoria papršlekovité rebrá a koncentrické prírastkové čiary; na pravej sú rebrá výraznejšie, oddelené od seba širšími priestormi, v ktorých sú ešte slabšie rebrá, nesiahajúce však až k vrcholu. Na pravej lastúre bývajú rebrá jemnejšie, hustejšie a všetky rovnako silné. Koncentrickú skulptúru možno dobre vidieť najmä na ľavej lastúre, kde v priestoroch medzi rebrami prebiehajú husté koncentrické prírastkové čiary aj cez rebrá. Okrem nich sú na povrchu obidvoch lastúr dosť rovnomerne rozložené koncentrické vlnovky. Uši sa nezachovali.

Poznámky a vzťahy. Až na malé rozmery zhodujú sa naše lastúry s exemplárom, ktorý opisuje a vyobrazuje Oppel (1854, str. 79, tab. 4, obr. 12) ako *Pecten velatus* Goldf.

Rozšírenie: spodný, stredný a vrchný lias Nemecka, Francúzska, Talianska a Brašovských vrchov.

Výskyt: lokalita 3 a 4.

Podrod **Terquemia** Tate, 1867
Chlamys (Terquemia) sp.

Materiál. Jeden úlomok a odtlačok skulptúrneho jadra našiel sa v tmavosivých vápencoch so závalkami.

Opis. Úlomok je dosť ohladený a predstavuje časť paleálnej oblasti. Pokrývajú ho mierne široké, vyvýšené rebrá, rozložené do polkruhu a oddelené od seba rovnako širokými priestormi.

Aj odtlačok má obrubu zdvojených papršlekovitých rebier pri paleálnom okraji; obidva patria asi druhu *Terquemia arietis* (Quenstedt), ale pre zlý stav zachovania nemožno ich bližšie určiť.

Výskyt: lokalita 3 a 4.

Rod **Entolium** Meek, 1869

Entolium calvum (Goldfuss, 1836)

Tab. III, obr. 7; tab. IV, obr. 4

1836 *Pecten calvus* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 77, tab. 99, obr. 1.
1899 *Entolium cingulatum* Greco, Fossili oolit., tab. 23, obr. 21.
1926 *Chlamys calva* Staechse, Pectiniden, str. 58, tab. 2, obr. 11—12.
1936 *Entolium calvus* Dechaseaux, Pectinidés juras., str. 60.

Materiál. Množstvo skulptúrnych jadier, úlomkov a odtlačkov sa našlo vo svetlejších sivých lumachelovitých vápencoch a v tmavých brekciovitých a závalkovitých vápencoch.

Opis. Medzi skulptúrnymi jadrami prevládajú pravé lastúry. Rozmery najlepšie zachovaných exemplárov sú

pravých:	*výška* = 25,5 mm	*šírka* = 22,5 mm,	*uhol* =	92°
	15,5 mm	13,3 mm,		92°
ľavých:	*výška* = 21,8 mm	*šírka* = 18,2 mm,	*uhol* =	91°
	11,75 mm	9,7 mm		90°

Lastúry sú vyššie ako širšie, obidve bočné strany sú rovné a siahajú len do polovice celkovej výšky, kde prechádzajú do polkruhovitého paleálneho okraja. Sú mierne vyklenuté, ľavá v prostriedku viac ako na bokoch. Povrch lastúr je hladký, len s niekoľkými koncentrickými čiarami a pruhmi. U niekoľkých jedincov možno pomocou lupy pozorovať aj vláskovité papršlekovité čiary, najmä v oblasti vrchola. Väčšina skulptúrnych jadier má zachovanú okrajovú asi 2 mm širokú obrubu. Predné ucho je asi 2 razy väčšie ako zadné, má však veľmi redukovaný bysusový výrez. Zadný okraj zadného ucha zviera so zámkovou čiarou tupý uhol.

Poznámky a vzťahy. Väčšina jedincov sa zhoduje s opisom a vyobrazením Goldfussa (1836, str. 77, tab. 91, obr. 1a, b), len okrajovú obrubu nemajú takú výraznú, ba u niektorých celkom chýba. Takéto exemplár sa zhodujú s vyobrazením Quenstedta (1858, tab. 23, obr. 1 dolu).

Rozšírenie: hettang Belgicka a Lotrinska, hettang. sinemur a lias gama v Švábskej jure.

Výskyt: lokalita 1, 2, 3, 4.

Čeľaď **Spondylidae** — Rod **Plicatula** Lamarck, 1801

Plicatula cf. *acuminata* Terquem-Piette, 1864

1804 *Plicatula acuminata* Terquem-Piette, Lias infer., str. 108, tab. 13, obr. 20—21.

Materiál. 3 poškodené skulptúrne jadrá a jeden odtlačok z tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Rozmery jadier sa nedajú zistiť. Jadrá sú ploché, približne tvaru trojuholníka. Vrchol leží terminálne, obidve strany a paleálny okraj sú zaokrúhlené. Skulptúru tvoria pozdĺžne tupé rebrá, ktoré sa smerom k paleálnemu okraju rozširujú, rozvetvujú a sú mierne zvlnené. Z koncentrickej skulptúry vidno len niekoľko koncentrických pruhov.

Poznámky a vzťahy. Z charakteristických znakov sa u našich jedincov zachovali len koncentrické pruhy. Vrcholová časť je poškodená, takže ďalší charakteristický znak, úzky vrchol nie je zachovaný. Naše exempláre súhlasia s vyobrazením Terquem-Pietta (1864, str. 107, tab. 13, obr. 20).

Rozšírenie: vrchný hettang vo východnom Francúzsku.

Výskyt: lokalita 4.

Plicatula cf. *deslongchampsi* Terquem-Piette, 1864

1864 *Plicatula deslongchampsi* Terquem-Piette, Lias inf́er., str. 109, tab. 14, obr. 1—3
1906—23 *Ostrea electra* Thevenin, Types Prodr., str. 32, tab. 10, obr. 1, 2.

Materiál. Jedno neúplné skulptúrne jadro z brekciovitých vápencov.

Opis. Ide o vrchnú, dosť širokú lastúru bez vrchola, mierne vypuklú s polokruhovitým obrysom. Hoci povrch je dosť zvetraný, vidieť na ňom veľa papršlekovitých, vlnovite prebiehajúcich rebier, na ktorých sa však nezachoval ani nepatrný zvyšok vrchnej vrstvy schránky.

Poznámky a vzťahy. Hoci na našom exemplári nie sú na papršlekovitých rebrách zachované tŕne, celkovým tvarom i usporiadaním rebier sa najviac podobá jedincovi, ktorý zobrazuje Terquem-Piette (1864, tab. 14, obr. 1).

Rozšírenie: vrchný hettang východného Francúzska.

Výskyt: lokalita 1.

Plicatula cf. *oceani* d'Orbigny, 1850

Tab. III, obr. 1

1850 *Plicatula Oceani* d'Orbigny, Prodrome, str. 220, No 138.
1906—23 *Plicatula Oceani* Thevenin, Types Prodr., str. 31, tab. 9, obr. 18.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro je z tmavých brekciových vápencov.

Opis. Jadro patrí vrchnej plochej lastúre, vysokej 27 mm, širokej 24 mm; má oválny tvar, zaoblený vrchol položený terminálne. Papršlekovité rebrá začínajú až v menšej vzdialenosti od neho, takže vrcholová oblasť je hladká. Počet rebier

je 23, sú dichotomické a smerom k paleálnemu okraju ostávajú rovnako široké ako pri vrchole. Pokryté sú hrbolčekmi (zvyškami po tŕňoch); vrchná vrstva schránky sa nikde nezachovala. Priestory medzi rebrami sú približne rovnako široké ako rebrá.

Poznámky a vzťahy. Opísaný jedinec sa v základných znakoch zhoduje s exemplárom, ktorý opísal a zobrazil Thevenin (1906—23, str. 31, tab. 9, obr. 18), má však rebrá po celej dĺžke rovnako široké, kým u Thevenina sa smerom k paleálnemu okraju viac rozširujú. Náš exemplár je celkom odlišný od Dumortierovho (1864, tab. 13, obr. 2, 3) jedinca, ktorý má rebrá veľmi úzke a nepravidelné.

Rozšírenie: spodný lias Francúzska.

Výskyt: lokalita 1.

Čeľaď **Limidae** — Rod **Lima** Bruguière, 1792

Lima hettangiensis Terquem, 1854

Tab. III, obr. 4

1850 *Lima Eryx* d'Orbigny, Prodrome, str. 219.
1852 *Lima Omaliusi* Chapuis-Devalque, Terrain, second, str. 197, tab. 24, obr. 2.
1854 *Lima Hettangiensis* Terquem, Lias inf., str. 120, tab. 23, obr. 1.
1936 *Radula Hettangiensis* Dechaseaux, Limidés jur., str. 6, tab. 1, obr. 1.

Materiál. Dve skulptúrne jadrá bez uší sa našli v tmavých vápencoch so závalkami.

Opis. Obidve jadrá patria pravým lastúram; lepšie zachované je 29,5 mm vysoké a 22,5 mm široké. Lastúry sú klenuté a šikmo oválne. Predná strana je šikmá a siaha asi do troch štvrtín celkovej výšky, zadná zaoblená a viac rozšírená, paleálny okraj rovnomerne zaokrúhlený. Z dopredu nahnutého vrchola vybieha 26 paprškovitých rebier, na chrbáte zaokrúhlených. K paleálnemu okraju je ich priebeh rovnomerný a len 3—4 predné a zadné sú o niečo slabšie ako ostatné. Priestory medzi rebrami sú rovnako široké, ploché a je v nich uložené vždy jedno úzke rebro.

Poznámky a vzťahy. Tento druh má veľa spoločných znakov s druhom *Lima duplicata* (Sow.). Naše exemplare sa líšia trojuholníkovým tvarom rebier s tupou hranou na vrchu. Keďže aj *Lima hettangiensis* má rebrá zaoblené a uši vôbec chýbajú, kritériom pre odlíšenie obidvoch druhov ostáva iba pomer výšky ku šírke, ktorý je väčší ako 1:1,20. Naše jedince sa zhodujú s opisom Terquema (1854, str. 320).

Rozšírenie: hettang a sinemur Belgicka a Luxemburgska, snáď charmout Lotrinska.

Výskyt: lokalita 1 a 3.

1814 *Plagiostoma duplicatum* Sowerby, Miner. Conch., str. 114, tab. 559, obr. 3.
1829 *Lima duplicata* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 86, tab. 102, obr. 11.
1830 *Lima pectinoides* Zieten, Versteiner. Würtemb., tab. 69, obr. 2.
1852 *Lima alternicosta* Buvignier, Pal. d. Meuse, str. 22, tab. 18, obr. 11, 13.
1933 *Lima Bonnanonii* Maire, Raurac. Super., str. 19.
1936 *Radula duplicata* Dechaseaux, Limidés jur., str. 8, tab. 1, obr. 3.

Materiál. Máme jedno ohladené skulptúrne jadro a jeho odtlačok z brekciovitých vápencov so závalkami.

Opis. Jadro patrí ľavej lastúre, na ktorej chýba vrchol a uši. Po rekonštrukcii má výšku 16 mm, šírku 14 mm; je vyklenuté, šikmo oválne s prehĺbenou prednou a rozšírenou a zaokrúhlenou zadnou stranou. Počet papršlekovitých rebier je okolo 18—20. Priestory medzi jednotlivými rebrami sú o niečo širšie, ploché a vo väčšine prípadov je v nich stopa slabšieho rebra. Lunula je dosť vysoká. Pomer výšky ku šírke je menší ako 1:1,20.

Poznámky a vzťahy. Podobne ako u *Lima hettangiensis* (Terq.) aj tu len podľa pomeru výšky a šírky môžeme odlíšiť obidva druhy, lebo ich skulptúrne jadrá sa tvarom rebier, ich usporiadaním a slabším rebrom zhodujú.

Rozšírenie: spodný lias Belgicka a Luxemburgska, doger Francúzska, Anglicka a južného Nemecka.

Výskyt: lokalita 1.

Podrod **Plagiostoma** Sowerby, 1814

Lima (Plagiostoma) exaltata (Terquem, 1854)

Tab. I, obr. 6

1854 *Lima exaltata* Terquem, Paléontol. de Luxembourg, str. 320, tab. 23, obr. 2.
1903 *Plagiostoma giganteum* var. *exaltatum* v. Bistram, Lias d. Val Solda, str. 38.
1908 *Lima (Plagiostoma) exaltata* Trauth, Grestener Schichten, str. 84.
1936 *Plagiostoma exaltata* Dechaseaux, Limidés juras., str. 12.

Materiál. Jedna ľavá lastúra je z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Táto lastúra má temer úplne zachovanú aj vrchnú vrstvu schránky. Jej tvar je typicky limovitý. V prostriedku hore je klenutá, dolu stlačená. Zadný okraj má nepravidelne oblúkovite zahnutý, predný s lunulou je ponorený v hornine. Vrchol prečnieva cez zámkovú čiaru. Vrchná vrstva schránky je pomerne tenká a krehká; pokrývajú ju ploché papršlekovité rebrá, niektoré z nich sa v prednej dolnej časti lastúry rozdeľujú na dve užšie. Najmä pri dolnom okraji prebiehajú trocha vlnovite a intervaly medzi nimi sú úzke, naznačené bodkami. Okrem koncentrických prírastkových čiar je tu i niekoľko nepravidelne rozložených výraznejších koncentrických pruhov.

Stratigrafické a geografické rozšírenie fauny

| Spodnoliasové lamelibranchiáta a gastropoda z okolia Čiernej Lehoty | Lokality z okolia Čiernej Lehoty | | | | Rét | | | | | | | | | Hettang | | | | | | | | |

Poznámky a vzťahy. Náš jedinec sa zhoduje s opisom a vyobrazením, ktoré podáva Terquem (1854, str. 319, tab. 22, obr. 2), má však predný okraj i s lunulou ponorený v hornine. Preto predná uťatá strana a lunula, ktorá sa tiahne po celej jej dĺžke, nie je výrazná. Skulptúrou sa podobá druhu *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.), no líši sa od nej tvarom.

Rozšírenie: hettang a sinemur Francúzska, Luxemburgska, Banátskeho pohoria, sev. a juž. vápencových Álp a Talianska.

Výskyt: lokalita 3.

Lima (Plagiostoma) punctata (Sowerby, 1816)
Tab. I, obr. 4

1816 *Plagiostoma punctata* Sowerby, Miner. Conch., str. 166, tab. 113, obr. 1.
1830 *Plagiostoma semilunare* Zieten, Verstein. Württ., str. 67, tab. 50, obr. 4.
1850 *Lima Eucharis* d'Orbigny, Prodrome, str. 237, No 202.
1958 *Lima gigantea* Quenstedt, Jura, str. 77, tab. 9, obr. 10.
1907 *Lima Erosne* Thevenin, Types du Prodr., str. 30, tab. 9, obr. 10.
1908 *Lima (Plagiostoma) punctata* Trauth, Grestener Schich., str. 83.

Materiál. 30 skulptúrnych jadier je z tmavých kalcitických i závalkovitých vápencov.

Opis. Ide o 14 pravých a 16 ľavých lastúr, s väčšími alebo menšími zvyškami vrchnej vrstvy schránky. Rozmery najlepšie zachovaných exemplárov sú: *výška* 22,5 mm, 30 mm, 13 mm; *šírka* 22,5 mm, 30 mm, 13 mm.

Lastúry sú asymetrické, ich obrys tvorí dlhšia priamka, ktorá sa tiahne od vrchola dolu po prednej strane, kratšia zase po zadnej strane; dolu ich spája oblúkovite ohnutý spodný okraj. Predná strana je vyvinutá ako ostrá hrana, lebo pod ňou je poklesnutá zreteľná lunula. Uši sú zachované iba na troch jedincoch, a to zadné, malé ucho. Skulptúru tvoria husté, nepravidelne vlnité rebrá, ktoré sa zväčša pri paleálnom okraji rozdvojujú. V úzkych priestoroch medzi jednotlivými rebrami sú husté bodky.

Poznámky a vzťahy. Naše jedince odpovedajú Sowerbyho opisu a vyobrazeniu (1816, str. 166, tab. 113, obr. 1). Od predošlého druhu, ktorému sa podobajú skulptúrou, sa líšia tvarom a menej pravidelnými papršlekovitými rebrami. Podobajú sa aj druhu *Lima (Plagiostoma) compressa*, ktorý opisuje a vyobrazuje Terquem (1854, str. 319, tab. 22, obr. 4); *Lima (Plagiostoma) compressa* má však menej vyklenuté lastúry, papršlekovité rebrá jednoduché, jemnejšie a hustejšie a smerom do prostriedka širšie, kým na našich jedincoch sú tieto širšie len pri okrajoch.

Rozšírenie: rét Západných Karpát, spodný lias Anglicka, rakúskych Álp a Brašovských vrchov, vrchný lias Francúzska.

Výskyt: lokalita 1, 3.

Lima (Plagiostoma) gigantea (Sowerby, 1812)

Tab. IV, obr. 2

1812 *Plagiostoma gigantea* Sowerby, Miner. Conch., str. 176, tab. 77.
1819 *Lima semilunare* Lamarck, Hist. nat., str. 126.
1820 *Chama laevis giganteus* Schlotheim, Petrefactenkunde, str. 214, tab. 34, obr. 2.
1853 *Lima plebeia* Chapuis-Dewalque, Descript. des foss., str. 197, tab. 28, obr. 1.
1874 *Lima Toarcensis* Dumortier, Études paléont. 4, str. 187, tab. 41, obr. 1, 2.
1907 *Lima edula* Thevenin, Types du Prodr., str. 29, tab. 9, obr. 9.
1908 *Lima (Plagiostoma) gigantea* Trauth, Grestener Schicht., str. 84.

Materiál. Tri neúplné skulptúrne jadrá z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Iba jedno jadro má zachovanú vrcholovú časť; jeho apikálny uhol je veľký (120°). Najlepšie zachovaný jedinec predstavuje ľavú lastúru o šírke 45 mm, výšku nemožno zistiť. Prednú stranu má rovnú, zadnú krátku a široko zaokrúhlenú. Obidve spája rovnomerne zaoblený paleálny okraj. Klenutie lastúry je dosť veľké. Pri hornom zadnom a dolnom prednom okraji zachovali sa na nej zvyšky vrchnej vrstvy schránky i skulptúra, ktorú tvoria pri prednom okraji široké, pri zadnom úzke papršlekovité rebrá s úzučkými priestormi. Cez ne prechádzajú husté koncentrické čiary, z ktorých sú niektoré veľmi výrazné. Na exemplári so zachovanou vrcholovou časťou je iba predné ucho, ktoré je v pomere k celkovej veľkosti lastúry malé. Jeho ozdoba pozostáva z koncentrických čiar.

Poznámky a vzťahy. Naše exemplare sa celkom zhodujú s vyobrazením Goldfussa (1829, str. 101, obr. 1).

Rozšírenie: rét až lias Francúzska a Luxemburgska, spodný a stredný lias severných a južných vápencových Álp, predhorí rakúskych Álp a mimoalpského územia.

Výskyt: lokalita 3.

Lima (Plagiostoma) cf. *amoena* (Terquem, 1854)

Tab. I, obr. 2

1854 *Lima amoena* Terquem, Paléontol. de Luxembourgh, str. 320, tab. 23, obr. 2.
1936 *Plagiostoma amoena* Dechaseaux, Limidés juras., str. 13.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro s poškodeným vrcholom a obrúsenou skulptúrou máme z tmavého vápenca so závalkami.

Opis. Jadro patrí pravej lastúre 28 mm vysokej a 34 mm širokej s temer kruhovitým obrysom. Vrchol a uši nevidno. Skulptúru tvoria zaokrúhlené papršlekovité rebrá, nie celkom rovnaké, takže ide o dospelého jedinca. Z koncentrickej skulptúry vidieť len stopy koncentrických pruhov.

Poznámky a vzťahy. Opis a vyobrazenie Terquema (1854, str. 320, tab. 23, obr. 2) sa zhoduje s nami opísaným jedincom. Líši sa len tým, že v priestoroch medzi rebrami nemá zachované bodky. Keďže jadro, ktoré je dosť vyhladené

má ináč všetky charakteristické znaky druhu, nepovažujem to za významnejšiu odchýlku.

Rozšírenie: spodný lias Luxemburgska a Francúzska.

Výskyt: lokalita 4.

Lima (Plagiostoma) succincta (Schlotheim, 1813)

Tab. II, obr. 1a, b

1813 *Chama succincta* Schlotheim, Leonhards Taschenbuch, tab. 5d obr. 4.
1818 *Lima antiquata* Sowerby, Miner. Conchol., str. 25, tab. 214, obr. 2.
1936 *Plagiostoma succincta* Dechaseaux, Limidés juras, str. 35.

Materiál. Jedna neúplná lastúra, jeden odtlačok a jeden úlomok pochádzajú z brekciovitých vápencov so závalkami.

Opis. Celkový tvar možno pozorovať na pozitíve zhotovenom z odtlačku; chýba mu však vrchol, ktorý nemožno z horniny uvoľniť. Ide o ľavú lastúru 42 mm vysokú a 38 mm širokú. Lastúra je len málo, ale rovnomerne klenutá. Má šikmo vajcovitý tvar a skoro rovnakú prednú a zadnú stranu ako aj dosť veľké zadné ucho. Zo skulptúry vidno iba primárne papršlekovité rebrá a koncentrické prírastkové pruhy. Dokonale zachovanú skulptúru má neúplná lastúra s vrchnou vrstvou schránky. Skladá sa z primárnych rebier a v medzirebrových priestoroch sú dve až štyri slabšie sekundárne rebrá, prerušené jedným prírastkovým stupňom. Husté koncentrické prírastkové čiary spôsobujú jemnú zrnitosť na primárnych i sekundárnych rebrách.

Poznámky a vzťahy. Opísané jedince sú celkom zhodné s vyobrazením Dumortiera (1867, tab. 47, obr. 6).

Rozšírenie: spodný a stredný lias Francúzska, Belgicka, Luxemburgska, Anglicka a Brašovských vrchov.

Výskyt: lokalita 3, 4.

Čeľaď **Anomiidae** — Rod **Anomia** Linné, 1767

Anomia nuda Terquem-Piette, 1864

1864 *Anomia nuda* Terquem-Piette, Lias inf. str. 112, tab. 14, obr. 4.

Materiál. Dve skulptúrne jadrá pochádzajú z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Ide o malé vrchné lastúry 6 mm vysoké a široké. Lastúry sú tenké a dosť vypuklé. Zámkový okraj majú rovný, ostatné zaokrúhlené, takže celkový obrys je temer kruhovitý, vyčnieva z neho iba tupý vydutý vrchol, ktorý však nesiaha až po zámkový okraj. Povrch lastúry je holý, lesklý a sú v ňom stopy koncentrických prírastkových čiar, nerovnako od seba vzdialených.

Poznámky a vzťahy. Charakteristické znaky nášho druhu sa zhodujú so znakmi, ktoré uvádzajú pre svoj druh Terquem — Piette (1864, str. 112).

Rozšírenie: vrchný hettang východného Francúzska.

Výskyt: lokalita 3.

Anomia cf. *striatula* (Oppel, 1856)

1856 *Anomia striatula* Oppel, Juraformation, str. 227.
1867 *Anomya striatula* Dumortier, Études pal. 2, str. 224, t. 49. obr. 13, 14.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro pochádza zo sivých lumachelovitých vápencov.

Opis. Jadro patrí pravej lastúre 11 mm vysokej a 13 mm širokej, ktorá je v prostriedku viac vypuklá ako pri okrajoch a má celkový obrys temer kruhovitý. Vrchol ani tu nesiaha až k zámkovému okraju. Na ohladenej skulptúre vidno, že sa skladá z niekoľkých výraznejších koncentrických vrások a množstva veľmi jemných hustých papršlekovitých rebier, pokrývajúcich celý povrch.

Poznámky a vzťahy. Od predošlého druhu sa líši veľkosťou a skulptúrou. Zhoduje sa s opisom Terquem-Pietteho (1864, str. 113), len nevidieť rozvetvené papršlekovité rebrá, čo však môže byť zapríčinené obrúsením skulptúry.

Rozšírenie: spodný lias Würtembergska a východného Francúzska, stredný lias Rhônskej panvy.

Výskyt: lokalita 2.

Čeľaď **Ostreidae** — Rod **Liogryphea** Fischer, 1886

Liogryphea arcuata (Lamarck, 1801)

Tab. III, obr. 3

1801 *Gryphea arcuata* Lamarck, Systém animaux, str. 198.
1815 *Gryphea obliquata* Sowerby, Miner. Conch., str. 24, tab. 107, obr. 3.
1830 *Ghyphea incurva* var. *lata* Zieten, Versteiner, Würtem., str. 65, tab. 49, obr. 1, 2.
1830 *Gryphea ovalis* Zieten, Versteiner. Würtemb., str. 92, tab. 59, obr. 1a—c.
1834 *Gryphea arcuata* var. *rugosa* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 28, tab. 84, obr. 1.
1834 *Gryphea arcuata* var. *striata* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 28—29, tab. 84, obr. 2.
1834 *Gryphea suilla* Goldfuss, Petrefacta Germ., tab. 85, obr. 3.
1888 *Ostrea arcuata* Moberg, Orn. Lias, str. 29, tab. 1, obr. 14—16.
1922 *Gryphea obliquata* Trueman, Use of Gryphea, str. 267, obr. 1c, d.

Materiál. 4 neúplné skulptúrne jadrá so zvyškami vrchnej vrstvy schránky sú z tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Všetky jadrá patria ľavým spodným lastúram; 3 z nich predstavujú menšie jedince, jedno pomerne veľkého. Stav zachovania neumožňuje zistiť ich rozmery. Charakteristické znaky druhu sú však u všetkých exemplárov dobre

zachované. Sú to: pomerne malá šírka, silne zahnutý vrchol a výrazná zadná brázda, ktorá začína pri vrchole a odtiaľ sa tiahne po pravej strane dolu. Iba na veľkom jedinci, ktorého časť lastúry je prikrytá horninou, ju nevidno. Na jednom z malých jedincov je zachovaná temer celá vrchná vrstva schránky a husté nepravidelné koncentrické lamely, pokrývajúce celý povrch.

Poznámky a vzťahy. Opísané jedince odpovedajú opisu a vyobrazeniu Schäfleho (1929, str. 26, tab. 2, obr. 11).

Rozšírenie: hettang a spodný sinemur Nemecka, Francúzska, Švajčiarska, Rakúska, Anglicka, južného Švédska a Centrálnych Karpát.

Výskyt: lokalita 1, 4.

Liogryphea sp.

Materiál: 7 neúplných skulptúrnych jadier z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Jadrá predstavujú opäť ľavé lastúry. V porovnaní s predchádzajúcim druhom sú širšie, menej ohnuté a až na jednu výnimku nemajú vyvinutú zadnú brázdu. Na dvoch z nich vidno nepatrné zvyšky skulptúry v podobe hrubých nepravidelných koncentrických vrások.

Poznámky a vzťahy. Širším tvarom a menším ohnutím vrchola podobajú sa druhu *Liogryphea obliqua* (Goldfuss), môžu však patriť aj extrémnym formám *Liogryphea arcuata* (Lam.), ako ich zobrazuje Schäfle (1929, tab. 2, obr. 9 a 10). Zlé zachovanie nedovoľuje spoľahlivé určenie.

Výskyt: lokalita 4.

Rod **Heterodonta** — Čeľaď **Astartidae** — Rod **Astarte** Sowerby, 1816

Astarte cf. *libya* d'Orbigny, 1850

1850 *Astarte Libya* d'Orbigny, Prodrome, str. 234, No 154.
1906—23 *Astarte Libya* Thevenin, Types Prodr., str. 42, tab. 11, obr. 24—25.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro so zvetraným povrchom máme z tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Jadro predstavuje malú lastúru, v chrbtovej oblasti do polovice výšky silne vyklenutú a k obidvom okrajom sa strmo zvažujúcu. Paleálny okraj má zaokrúhlený. Vrchol je tupý, široký, mierne nahnutý dopredu. Zo skulptúry sa zachovali výrazné koncentrické brázdy, rozložené v nerovnakých vzdialenostiach po celom povrchu, a zvyšky jemných hustých papršlekovitých rebier, zachovaných najmä pri paleálnom okraji.

Poznámky a vzťahy. Podobá sa jedincovi, ktorý opisuje a vyobrazuje Thevenin (1906—23, str. 42, tab. 11, obr. 24).

Rozšírenie: lias Burgundska.

Výskyt: lokalita 1.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro pochádza z brekciovitých vápencov.

Opis. Jadro predstavuje maličkú lastúru 4 mm vysokú a 4,5 mm širokú. Má trojuholníkový tvar so zaokrúhleným paleálnym okrajom a mierne dopredu nahnutým vrcholom. Na povrchu sa nezachovali žiadne zvyšky skulptúry. Podľa drobučkých zúbkov na paleálnom okraji patrí tento jedinec k rodu *Astarte*.

Výskyt: lokalita 1.

Čeľaď **Lucinidae** — Rod **Unicardium** d'Orbigny 1850

Unicardium hessione d'Orbigny, 1850

1850 *Unicardium Hessione* d'Orbigny, Prodrome, str. 218, No 109.
1906—26 *Unicardium Hessione* Thevenin, Types Prodr., str. 26, tab. 8, obr. 21.

Materiál. Jedno neúplné skulptúrne jadro je z tmavých brekciovitých vápencov.

Opis. Jadro patrí ľavej lastúre 16 mm vysokej a 19 mm širokej, ktorá je oválneho tvaru so zaokrúhlenou zadnou, prednou i spodnou stranou. Zámkový okraj je temer rovný a prečnieva cezeň vypuklý, dopredu nahnutý vrchol, uložený trocha excentricky. Zadná strana je kratšia a strmá, predná široko zaokrúhlená a paleálna temer vodorovná. Medzi vrcholom a predným okrajom lastúry je mierna priehlbina. Skulptúru tvoria stopy dosť hustých koncentrických pruhov, rozložených po celom povrchu s výnimkou vrchola.

Poznámky a vzťahy. Charakteristickými znakmi sa zhoduje s opisom i vyobrazením, ktoré podávajú Terquem-Piette (1864, str. 87, tab. 11, obr. 4) pod menom *Lucina liasina* A g. Hoci zámok nie je zachovaný ani na opisovanom jedinci, viac charakteristických znakov hovorí pre rod *Unicardium*.

Rozšírenie: spodný lias Francúzska.

Výskyt: lokalita 1.

Čeľaď **Cardiniidae** — Rod **Cardinia** Agassiz, 1841

Cardinia hybrida (Sowerby, 1817)

Tab. 1, obr. 1

1817 *Unio hybridus* Sowerby, Miner. Conch., str. 124, tab. 154, obr. 4.
1842 *Pachyodon hybridus* Stutchbury, On a new genus, str. 482, tab. 9, obr. 3—4.
1842—45 *Cardinia hybrida* Agassiz, Monographie des Myes, str. 223, tab. 12.
1869 *Cardinia hybrida* Dumortier, Études Pal. 3, str. 271, tab. 32, obr. 1, 2.

Materiál. Máme jedno skulptúrne jadro z breckiovitých vápencov.

Opis. Pravá lastúra 43 mm vysoká a 53 mm široká, trojuholníkového, na okrajoch zaokrúhleného tvaru. Jej predná strana je krátka, stlačená, zadná dlhšia a tupá. Spodný okraj je mierne krivolaký. Vrchol je dosť veľký a leží viac v prednej

časti. Smerom dopredu dolu tiahne sa od neho široká plytká depresia, ktorá spôsobuje, že dolný okraj lastúry nie je rovný; skulptúra je výrazná, zložená z koncentrických brázd, rozložených viac alebo menej pravidelne a oddeľujúcich širšie koncentrické rebrá, na ktorých tiež vidieť niekoľko čiar.

Poznámky a vzťahy. Náš exemplár sa zhoduje s vyobrazením, ktoré podal Dumortier (1869, tab. 32, obr. 1), len na ňom nevidieť lunulu, ktorá je i s časťou vrchola ponorená v hornine.

Rozšírenie: spodný a stredný lias Anglicka, Francúzska, Nemecka a Luxemburgska.

Výskyt: lokalita 1.

Čeľaď **Pholadomyidae** — Rod **Pholadomya** Sowerby, 1823

Pholadomya aff. *fortunata* Dumortier, 1867

Tab. III, obr. 8

1867 *Pholadomya fortunata* Dumortier, Études pal. 2, str. 47, tab. 9, obr. 4.

Materiál. Jedno dvojlastúrové skulptúrne jadro pochádza z tmavých vápencov so závalkami; *rozmery:* šírka 36 mm, výška 21 mm.

Opis. Lastúry majú oválny tvar, z ktorého vyčnieva blízo pri prednej strane vrchol nahnutý dopredu. Predný okraj je kratší, zaokrúhlený, zadný dlhý, rozšírený. Lastúry sú trocha pootvorené. Zo skulptúry vidieť stopy plytkých koncentrických vrások a slabé papršlekovité rebrá.

Poznámky a vzťahy. Až na menšie rozmery, zhoduje sa náš exemplár s vyobrazením Dumortierovým (1867, tab. 9, obr. 4).

Rozšírenie: spodný sinemur Rhônskej panvy.

Výskyt: lokalita 3.

Čeľaď **Modiolopsidae** — Rod **Myoconcha** Sowerby, 1824

Myoconcha sp. 1

Materiál. Jedno malé skulptúrne jadro s obidvoma lastúrami.

Opis. Lastúry sú úzke, pretiahnutého tvaru. Paleálny okraj majú odlomený a povrch čiastočne pokrytý horninou. Keďže stav zachovania je veľmi zlý, bližšie určenie nie je možné.

Výskyt: lokalita 3.

? Myoconcha sp. 2

Tab. III, obr. 5

Materiál. Jedno skulptúrne jadro je z tmavých vápencov so závalkami.

Opis. Jadro predstavuje len polovicu lastúry bez vrchola. Nemožno s určitosťou povedať, či ide o rod *Myoconcha* alebo *Mytilus*. Tvarom a hustými lame-

lami koncentrickej skulptúry sa podobá druhu *Myoconcha spatula* (d'Orb.), ktorý vyobrazuje Thevenin (1906—23, tab. 9, obr. 1).

Výskyt: lokalita 4.

GASTROPODA

Nadčeľaď **Trochacea** — Čeľaď **Trochidae** — Rod **Calliostoma** Swainson, 1840

Calliostoma sp.

Tab. III, obr. 2

Materiál. Jedno skulptúrne jadro a úlomok z tmavých brekciovitých a závalkovitých vápencov.

Opis. Po rekonštrukcii nie celkom presné rozmery sú: dĺžka 20,75 mm, šírka 12,75 mm. Lastúra je kužeľovitého tvaru, skladá sa z 10 rovných závitov, oddelených od seba zreteľnou sutúrou. Pretože nikde sa nezachovala vrchná vrstva schránky, je povrch celkom hladký. Okraj predného závitu a základňu nevidieť.

Výskyt: lokalita 1 a 3.

Nadčeľaď **Pleurotomariacea** — Čeľaď **Pleurotomariidae** — Rod **Pleurotomaria** Defrance, 1821

Pleurotomaria anglica (Sowerby, 1813)

Tab. IV, obr. 5

1813 *Trochus similis* Sowerby, Miner. Conch., str. 95, tab. 142.
1841—44 *Pleurotomaria anglica* Goldfuss, Petrefacta Germ., str. 69, tab. 184, obr. 8.

Materiál. Jedno silne poškodené skulptúrne jadro s kusom zachovanej vrchnej vrstvy schránky je z brekciovitých vápencov.

Opis. Ide o veľký exemplár so schránkou kužeľovitého tvaru. Zachované sú iba dva úplné a jeden neúplný schodkovitý závit. Prostriedkom každého závitu sa tiahne výrazná stužka, ohraničená tenšími pruhmi. Na obidvoch poloviciach závitov sa nachádzajú uzly; horné uzly nesiahajú až po sutúru a spodné sa ohýbajú smerom k základni. Nad strednou stužkou je ešte 5 špirálových pruhov, z ktorých 3 prebiehajú cez uzly a dva pozdĺž sutúry. Základňa je slabo vyklenutá a bez vrchnej vrstvy schránky, takže nevidieť skulptúru. Ústie má tvar zaokrúhleného päťuholníka.

Poznámky a vzťahy. Náš exemplár sa zhoduje s vyobrazením Goldfussa (1841, 44, tab. 184, obr. 8).

Rozšírenie: lias Francúzska, Anglicka a Nemecka.

Výskyt: lokalita 1.

Pleurotomaria sp.

Materiál. Jedno skulptúrne jadro, ktorého tretina je prikrytá horninou.

Opis. Schránka má diskovitý tvar a závity sú hore sploštené, dolu vypuklé. Pretože nevidieť, či ich okraj je opatrený hranou a či je tu umiestnená sinusová stužka, alebo či sutúra má vyvýšeniny v podobe vankúšikov, nemožno ju s určitosťou priradiť k druhu *Pleurotomaria planula* Terquem-Piette, hoci sa jej najviac podobá.

Výskyt: lokalita 1.

Vek fauny

Ako vyplýva zo state o rozšírení fauny, patria lamelibranchiáty a gastropódy z nálezísk Čiernej Lehoty k spodnému liasu. Pri vekovom hodnotení nemožno brať do úvahy druhy označené ako *confer* a *sp.*

Lokalitu 1 a 4 možno vekove hodnotiť spoločne. Našlo sa tu dovedna 19 druhov. Druhy *Chlamys* cf. *dispar* (Terq.), *Chlamys (terquemia)* sp., *Plicatula* cf. *acuminata* Terq.-Piette, *Plicatula* cf. *deslongchampsi* Terq.-Piette, *Plicatula* cf. *oceani* (d'Orb.), *Lima (Plagiostoma)* cf. *succincta* (Schloth.), *Lima (Plagiostoma)* cf. *amoena* (Terq.), *Astarte* cf. *libya, Astarte* sp., *Calliostoma* sp. a *Pleurotomaria* sp. nie sú pre stratigrafické hodnotenie smerodatné.

Z hettangu je známy druh *Chlamys (Velata) hettangiensis* (Dechas.). V hettangu a sinemure žili druhy *Chlamys (Aequipecten) thiollierei* Martin, *Liogryphea arcuata* (Lam.), *Unicardium hessione* (d'Orb.) a *Lima hettangiensis* (Terq.). Druhy *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.) a *Entolium calvum* siahajú od hettangu po lotaring. Od hettangu až po domér žili druhy *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.), *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), *Cardinia hybrida* (Sow.) a celým liasom idú *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartm.) a *Pleurotomaria anglica* (Sow.).

Podľa charakteru tohto spoločenstva patria obidve lokality strednému hettangu.

Z lokality 2 som určila 3 druhy. K druhu *Anomia* cf. *striatula* Opp. pri určení veku nemožno prihliadať. V hettangu, sinemure a lotaringu žili druhy *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.) a *Entolium calvum* (Goldf.); *Chlamys textoria* (Schloth.) sa vyskytuje v celom liase. Z týchto troch druhov kvantitatívne prevládajú *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.) a *Entolium calvum* (Goldf.). I keď sa vyskytujú v hettangu aj lotaringu, najväčšieho rozvoja dosiahli v sinemure. Preto celý tento stratigrafický horizont zaraďujem k sinemuru. Na lokalite 3 som určila 12 druhov. Pre určenie veku nemožno brať do úvahy druhy *Chlamys (Terquemia)* sp., *Liogryphea* sp., *Myoconcha* sp., a *Calliostoma* sp.

Zistené druhy pochádzajú z brekciovitých a lumachelovitých vápencových sutín a patria hettangu a sinemuru, ktoré tu nemožno od seba oddeliť.

Opísané lamelibranchiáty a gastropódy môžeme podľa odlišného životného prostredia rozdeliť do dvoch skupín.

V prvej skupine sú exemplâre z tmavých brekciovitých vápencov alebo vápencov so závalkami. Väčšinu početne zastúpených druhov tvoria bentické formy. Patrí sem väčšina príslušníkov čeľade *Pectinidae*, ktoré boli pripevnené k podkladu bysusom a majú preto ľavú lastúru vypuklejšiu než pravú, ktorá je skôr viečkovitá. Nepravidelný tvar lastúr ako dôsledok pripevnenia o podklad časťou lastúry majú aj jedince z rodu *Plicatula*. Príslušníci rodov *Cardinia* a *Lima* žili na piesčitom dne, *Liogryphea* na dne slienitom s dostatkom detritu. Pomerne početné jedince rodu *Chlamys* vyhľadávali skalné prostredie a žili pripevnené bysusom na záhyboch a nerovnostiach skál. Celá skupina žila teda blízko pobrežia, kde hĺbka vody nepresahovala 40 m. Dno bolo piesčité, slienité a kamenisté. Voda bola pohyblivá a bohatá na potravu.

Druhú skupinu tvoria lamelibranchiáty zo sivých lumachelovitých vápencov. Táto malá skupina je zastúpená 4 druhmi, z ktorých *Oxytoma sinemuriensis* (d' O r b.) a *Entolium calvum* sú zastúpené vo veľkom množstve, ostatné len ojedinele. *Oxytoma sinemuriensis*, súdiac podľa silne predĺženého zadného ucha, žila dočasne prichytená o skalnatý podklad v nie veľmi hlbokých vodách pobrežných oblastí. Jej schránky boli potom prenesené do oblastí hlbších a kľudnejších, kde podľahli fosilizácii. Druh *Entolium calvum* žil prevažne voľne sa pohybujúc vo vodách 50—100 m hlbokých. Príslušníci tejto skupiny žili v mori 50—100 m hlbokom vo väčšej vzdialenosti od pobrežia.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] A n d r u s o v D. (1931): Quides des excursion dans les Carpathes occidentales. — [2] A g a s s i z L. (1842—45): Études critiques sur les Mollusques fossiles. Monographie des Myes. Neuchatel. — [3] B e r i n i L. (1957): Lamellibranchi e Gastropodi del Lias inferiore. Rivista Italiana di paleontologia e stratigrafia. — [4] B i s t r a m A. v. (1908): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. Berichte der naturforsch. Ges. zu Freiburg, Bd. 13 — [5] B r a u n s D. (1871): Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig. — [6] B u v i g n i e r A. (1852): Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du Département de la Meuse. Paris. — [7] C h a p u i s - D e w a l q u e (1853): Description des fossiles des terrains secondaires de la province de Luxembourg. Mémoires de l' Académie royale de Belgique, t. 33. — [8] C o s s m a n n M. (1903): Note sur l' infralias de la Vendeé et des Deux — Sèvres. II. Pélecypodes — Bulletin de la Société géologique de France, 4e série. t. III. — [9] D e c h a s e a u x C. (1936): Pectinidés jurassiques de l' est du bassin de Paris. — Annales de Paléontologie, t. 25. — (1936): Limidés jurassiques de l' est du bassin de Paris. — Mémoires du Museé Royal d' Histoire naturelle de Belgique. — [10] D e f r a n c e A. (1825): Mémoires de

M. de Caumont. Mémoires de la Soc. linnéenne du Calvados, vol. II. — [11] Diener C. (1923): Fossilium Catalogus. Lamellibranchiata triadica. Neubrandenburg. — [12] Dumortier E.: Études paléontologique sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône. Paris — (1864) I. Infralias; (1867), II. Lias inférieur; (1869), III. Lias moyen; (1874), IV. Lias supérieur. — [13] Ernst Wilh. (1923): Zur Stratigraphie und Fauna des Lias epsilon im nordwestl. Deutschland. — Paleontographica, Bd. 65, 66. — [14] Goetel W. (1916): Die rhaetische Stufe u. der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. — Bulletin Acad, sciences de Cracovie. — [15] Goldfuss A. (1833—44): Petrefacta Germaniae. Abbildungen u. Beschreibungen der Petrefacta Deutschlands u. der angrenzenden Länder, unter Mitwirkung des Herrn Grafen Georg zu Münster. Düsseldorf. — [16] Greco B. (1899): Fossili oolitici del Monte Faraponte. Palenontographica Italica, vol 5. — [17] Gümbel C. v. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges 1. — [18] Ichikawa K. (1958) Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae". Palaentographica, Bd 111, Abt. A. — [19] Janensch W. (1902): Die Jurensisschichten des Elsass. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. N. F. Bd. 5. — [20] Jekelius E. (1915): A. Brassói hegyek mezozóos faunája. Zeitschrift d. mährischen Landesmuseums. Bd. 4. — [21] Kronecker W. (1910): Zur Grenzbestimmung zwischen Trias u. Lias in den Südalpen. Zentralblatt f. Mineralogie. — [22] Lamarck J. B. de (1801): Système des animaux sans vertèbres ou tableau general des clases, des ordes et des ces animaux. Paris. — Lamarck J. B. (1819); Histoire naturalle des animanix sans. vertèbres Paris. — [23] Linné C. v. (1779): Systema naturae. — [24] Maire (1933): Le Rauracien supérieur de la région grayloize. Bulletin Soc. Grayloize Émul. — Martin J. (1859): Paléontologie stratigraphique de l' Infralias du département de la Côte — d' Or. Mém. de la Soc. Géol. de France, 2e série, t. 7. — [26] Merian P. in Escher v. d. Linth (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg u. die angrenzenden Gebiete. Nouv. Mém. Sotz. Helvet. sci. nat. XIII. Zürich. — [27] Moberg J. C. (1888): Orn Lias i sydöstra Skane. Kngl. Svenska Vetenskap Akad. Handl. — [28] Orbigny A. de (1850—52): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Paris — [29] Oppel Alb. (1856): Die Juraformation Englands, Frankreichs u. des südvestlichen Deutschlands. Jahreshefte des Vereins für Vaterländische Naturkunde in Württenberg, t. XII. — (1854): Der mittlere Lias Schwabens. Jahreshefte des Vereins für Vaterländische Naturkunde, t. X. — [30] Oppel A. — Suess E. (1856): Über die mutmasslichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzungber. d. Akad. Wiss. Wien, XXI. — [31] Parona C. F. (1890): I. fossili del Lias inferiore dei Saltrio in Lombardia Parte I. Atti Sotz. Ital. Sc. Nat; vol. 33, Milano. — [32] Piveteau J. (1952): Traité de paleontologie. Paris. — [33] Portlock J. E. (1843): Report on the Geology of the Country of Londonderry. Dublin and London. — [34] Quenstedt F. A. (1858): Der Jura. Tübingen. — [35] Rollier L. (1911—20): Fossiles nouveaux ou peu connus des terrains secondaires du Jura et des contrées avoisinantes. — Mém. de la Soc. paleontol. Suisse t. 37—44. — [36] Schäfle L. (1929): Über Lias u. Doggeraustern. Geologische u. paleontologische Abhandlungen, N. F. Bd. 17. — [37] Schlotheim E. E. v. (1913): Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht. Taschenbuch für Mineralogie von Leonhard, t. 7. — (1820): Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkt. Gotha. — [38] Sowerby J. (1912—29): The mineral Conchology of Great Britain. — [39] Staechse K. (1925): Die Pectiniden des schväbischen Jura. Geol. u. Paleont. Abhandl. N. F., Bd. 15, Hf. 1. — [40] Stoliczka F. (1861): Gastropoden u. Acephalen der Hierlatzschichten. Sitzunsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., math.-nat Kl., Bd 43. — [41] Stutchbury L. (1842): On a new genus of fossil Bivalve Shells. The Annals and Magazine of Natural History. Supplement to vol. 8. — [42] Tate R. — Blake J. F. (1876): The Yorkshire Lias. London. — [43] Terquem O., (1854): Paléontologie de l' étage inférieur de la formation liasique de la province de Luxembourg et de Hettange, dép. de la Moselle. Mém. Soc. Géol. de France,

t. 5. — [44] Terquem O. — Piette E. (1864): Lias inférieur de l' est de la France. Mém. Soc. Géol. de France, t. 8. — [45] Thevenin A. (1907—12): Types du Prodrome de Paléontologie de d' Orbigny. Annales de Paléontologie, t. 3. — [46] Trauth F. (1908): Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna, I. Teil. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, t. 22. — [47] Troedsson G. (1951): On the Häganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias) Mineral. — Och. Paleont. Geol. Inst. n. 7, Lund. — [48] Trueman (1922): The use of Gryphea in the correlation of the lower lias. Geol. Magaz. — [49] Zieten Ch. v., (1830—33): Die Versteinerungen Würtembergs. Stuttgart.

MÁRIA KOCHANOVÁ

EINIGE PALÄONTOLOGISCHE UNTERLIAS-LOKALITÄTEN AUS DEM GEBIET VON ČIERNY VRCH BEI DER GEMEINDE ČIERNA LEHOTA IM GEBIRGE STRÁŽOVSKÁ HORNATINA

Im vorliegenden Artikel werden einige neue Makrofaunavorkommen vom SW Hang des Berges Čierny vrch bei der Gemeinde Čierna Lehota beschrieben, die während der geologischen Kartierung (durchgeführt vom Kolektiv Dr Sc. M. Mahel's) im Gebirge Strážovská hornatina festgestellt wurden. Man hat da eine ganze Menge von Lamellibranchiaten und Ammoniten, weniger dann die Gastropodenfauna gesammelt. Die Faunenlisten aus einzelnen Fundorten (insgesammt 4 Lokalitäten) werden im slow. Text (siehe S. 99—101) veröffentlicht.

Wie es diesen Listen zu entnehmen ist, gehören die gesammelten Lamellibranchiaten und Gastropoden zum unteren Lias. Bei der altersmässigen Bewertung konnten die als *confer* und *sp.* bezeichneten Arten nicht berücksichtigt werden.

Die Lokalitäten Nr 1 und 4 (siehe Karte, S. 101) kann man zusammen auswerten. Wir fanden da insgesammt 19 Arten. Aus dem Hettang sind folgende Arten bekannt: *Chlamys (Velata) hettangiensis* (Dechas.), im Hettang und Sinemur lebten *Chlamys (Aequipecten) thiollierei* Martin, *Liogryphea arcuata* (Lam.), *Unicardium hesione* (d'Orb.) und *Lima hettangiensis* Terq. Zwischen Hettang und Lotharing ist *Oxytoma sinemuriensis* (d' Orb.) und *Entolium calvum* bekannt: Vom Hettang bis zum Dommer lebten *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.) *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), *Cardinia hybrida* (Sow.) und im ganzen Lias sind *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartm.) und *Pleurotomaria anglica* (Sow.) bekannt.

Auf Grund dieser Assoziation gehören beide Lokalitäten dem mittleren Hettang an.

Aus der Lokalität Nr 2 habe ich 3 Arten bestimmt (*Anomia* cf. *striatula* kann nicht berücksichtigt werden). Im Hettang, Sinemurien und Lottaring lebte *Oxytoma sinemuriensis* (d' Orb.) und *Entolium calvum* (Goldf.); *Chlamys textoria* (Schloth.) kommt im ganzen Lias vor. Die beiden ersteren, die da vorherrschen, kommen zwar auch im Hettang und Lottaring vor, aber ihre grösste Verbreitung fällt in Sinemurien. Aus diesem Grunde stellen wir diesen Horizont zum Sinemurien.

Von der Lokalität 3 sind 12 Arten bestimmt worden. Bei der Alstersbestimmung kann man jedoch *Chlamys (Terquemia)* sp., *Liogryphea* sp., *Myoconcha* sp. und *Calliostoma* sp. nicht verwenden. Alle bestimmten Arten stammen aus brekziösen und Lumachellen-Kalken und gehören dem Hettang und Sinemurien an, die voneinander näher nicht begrenzt werden können.

Paläoekologische Erkenntnisse

Die gesammelten Lamellibranchiaten und Gastropoden können ihrem Lebensmilieu nach in zwei Gruppen eingeteilt werden.

Zur ersten Gruppe gehören Exemplare aus dunklen brekziösen Kalken; die meisten von ihnen vertreten die benthischen Formen. Es gehören her die meisten Vertreter der Gattung *Pectinidae*, deren linke Klappe mehr gebogen ist als die rechte (die fast plattig ist). Ähnliche Unregelmässigkeit in der Form der Klappen finden wir auch bei Exemplaren der Familie *Plicatula*. Die Vertreter der Familie *Cardinia* und *Lima* lebten am sandigen Boden, *Liogryphea* am mergeligen Boden mit genügender Detrituszufuhr. Viele Exemplare der Familie *Chlamys* suchten ein felsiges Milieu aus, wo sie durch ihrem Byssus an Steine gefestigt lebten. Eine kleine Gruppe lebte nahe des Strandes, wo die Tiefe des Wassers die 40 m Grenze nicht überstieg. Der Boden war sandig, mergelig bis felsig. Das Wasser war immer in freier Bewegung, gut aeriert und reich an Futter.

In die zweite Gruppe gehören die Lamellibranchiaten aus den grauen Lumachellenkalken. Diese Gruppe ist durch 4 Arten vertreten; davon *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.) und *Entolium calvum* sind in grösseren Mengen, die übrigen zwei Arten nur vereinzelt vertreten. *Oxytoma sinemuriensis* lebte eine Zeit lang gefestigt an eine felsige Unterlage in nicht tiefen Strandwässern; später dann wurden ihre Klappen in tiefere und ruhigere Gegende übertragen, wo sie fossilisierten. Die Art *Entolium calvum* lebte in frei bewegten, etwa 50—100 m tiefen Wässern. Auch die übrigen Formen dieser Gruppe lebten in etwa 50—100 m tiefen Meeren ziemlich weit vom Ufer entfernt.

Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava

Erläuterungen zu den Abbildungen

Taf. I

Abb. 1. *Cardinia hybrida* (Sow.), rechte Klappe,; 2. *Lima (Plagiostoma)* cf. *amoena* (Terq.), rechte Klappe; 3. *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), rechte Klappe; 4. *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.), linke Klappe; 5. *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), linke Klappe; 6. *Lima (Plagiostoma) exaltata* (Terq.), linke Klappe.

Taf. II

Abb. 1a—b. *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), eine linke Klappe und ein Stück der Klappe mit der oberen Klappenschicht; 2a—b. *Chlamys valoniensis* (Defr.), rechte Klappe; 3a—b. *Chlamys textoria* (Schloth.), rechte und linke Klappe.

Taf. III

Abb. 1. *Plicatula* cf. *oceani* (d'Orb.), die obere Klappe; 3. *Calliostoma* sp.; 3. *Liogryphea arcuata* (Lam.), linke Klappe; 4. *Lima hettangiensis* Terq., linke Klappe; 5. *? Myoconcha* sp.; 6. *Arca* sp., linke Klappe; 7. *Entolium calvum* (Goldf.), rechte Klappe; 8. *Pholadomya* aff. *fortunata* Dum., linke Klappe.

Taf. IV

Abb. 1. *Chlamys* cf. *dispar* (Terq.), rechte Klappe; 2. *Lima (Plagiostoma) gigantea* (Sow.), linke Klappe; 3. *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), linke Klappe; 4. *Entolium calvum* (Goldf.), linke Klappe; 5. *Pleurotomaria anglica* (Sow.); 6. *Chlamys (Aequipecten) thiollierei* (Martin), linke Klappe.

Alle Abbildungen in natürlicher Grösse foto Hyben.

Tabuľka I.

1 *Cardinia hybrida* (Sow.), pravá lastúra, prir. veľkosť
2. *Lima (Plagiostoma)* cf. *amoena* (Terq), pravá lastúra, prír. veľkosť
3. *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), pravá lastúra, prir. veľkosť
4. *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.), ľavá lastúra, prir. veľkosť.
5. *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), ľavá lastúra, prir. veľkosť
6. *Lima (Plagiostoma) exaltata* (Terq.), ľavá lastúra, prir. veľkosť

Tabuľka II.

1a. *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), ľavá lastúra, prir. veľkosť
1b. *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), kus lastúry s vrchnou vrstvou schránky, prir. veľkosť
2a, b. *Chlamys valoniensis* (Defr.), pravá lastúra, prir. veľkosť
3a *Chlamys textoria* (Schloth.), pravá lastúra, prir. veľkosť
3b. *Chlamys textoria* (Schloth.), ľavá lastúra, prir. veľkosť

Tabuľka III.

1. *Plicatula* cf. *oceani* (d'Orb.), vrchná lastúra, prir. veľkosť
2. *Calliostoma* sp., prir. veľkosť
3. *Liogryphea arcuata* (Lam.), ľavá lastúra, prir. veľkosť
4. *Lima hettangiensis* Terq., ľavá lastúra, prir. veľkosť
5. *Myoconcha* sp., prir. veľkosť
6. *Arca* sp., ľavá lastúra, prir. veľkosť
7. *Entolium calvum* (Goldf.), pravá lastúra, prir. veľkosť
8. *Pholadomya* aff. *fortunata* Dum., ľavá lastúra, prir. veľkosť

Tabuľka IV

1. *Chlamys* cf. *dispar* (Terq.), pravá lastura, prir. veľkosť
2. *Lima (Plagiostoma) gigantea* (Sow.), ľavá lastúra, prir. veľkosť
3. *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), ľavá lastúra, prir. veľ.
4. *Entolium calvum* (Goldf.), ľavá lastúra, prir. veľkosť
5. *Pleurotomaria anglica* (Sow.), prir. veľkosť
6. *Chlamys (Aequipecten) thiollierei* (Martin), ľavá lastúra, prir. veľkosť

Všetky obrázky vyhotovil J. Hyben, fotolaboratórium GÚDŠ.

ZDENĚK MÍSAŘ — JOSEF HANZLÍK

GEOLOGICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POMĚRY MEZI JASENSKOU A BUKOVECKOU DOLINOU NA JIŽNÍM SVAHU NÍZKÝCH TATER

(Německé resumé)

Úvod

V tomto příspěvku předkládáme výsledky geologického a hydrogeologického výzkumu v území mezi Jasenskou a Bukoveckou dolinou z roku 1959. Vedoucím výzkumu byl akademik R. Kettner, kterému děkujeme za uvádění do terénu pro nás nezbytného a za četné rady při terenních a laboratorních pracích.

Mapované území o rozloze asi 30 km^2 náleží horskému celku Nízkých Tater. Nejnižším místem je údolí Hronu mezi Predajnou a Sv. Ondrejem (420 m n. m.). Nejvyšší místa se nacházejí v severních částech území (koty Čierný diel, 1146; Matúšová, 1176 aj.). Krajina má v severní polovině horský ráz, v jižní ráz soustavy vrchů, rozdělených údolím severojižního směru. Území je jednotně odvodňováno potoky povodí řeky Hronu. Odkrytost terénu je vesměs velmi dobrá a zvláště instruktivní jsou četné profily spodními partiemi chočského příkrovu.

Území mapoval naposled V. Šťastný (1927; viz Guide des excursions etc., 1931) a severní část nejnověji D. Andrusov (Geofond — 1951). Vedle toho se ovšem dotýkají této oblasti četné regionální geologické práce, z nejnovějších např. práce R. Kettnera (1958), D. Andrusova (1959) nebo paleontologické práce M. Maheľa (1956) a mnohé další.

Geologické poměry

Podstatná část území náleží k mesozoickým subtatridním sériím, stýkajícím se na severu území s nízkotatranským jaderným krystalinikem. Z ostatních jednotek byly zjištěny menší výskyty sedimentů gosauského typu, isolované oválené bloky hornin na vyšších skalních stupních neurčitého stáří a nejméně dvě úrovně říčních teras.

1. Nízkotatranské krystalinikum

Vystupuje všude na sever od násunových linií subtatranského mesozoika mezi Bukovcem, kótou Matúšová a Suchou dolinou. Souhrnně je možno tuto část nízkotatranského krystalinika označit jako různě intensivně migmatitizovaný komplex parabřidlic s ojedinělými vložkami amfibolitů, příp. křemitých biotitických rul až biotitických kvarcitů. Proti monotonnosti primární sedimentární série ostřeji kontrastuje velká pestrost forem a typů, které jsou výsledkem různého stupně migmatitizace a granitizace (očkaté a okaté ruly, páskované migmatity arteritického typu, a pod.). Všechny typy migmatitizace jsou nepochybně geneticky spjaty s přítomností různých typů ortorul (jemnozrnné, okaté, aplitické a pod.).

Většina hornin nízkotatranského krystalinika je na styku s nasunovanými mesozoickými jednotkami silně mylonitizována a fylonitizována (zvláště v území mezi Bukovcem a kótou Matúšová).

2. Subtatranské mesozoikum

Podle převládajících názorů na rozdělení veporidní jednotky Centrálních slovenských Karpat náležejí mesozoické série dvěma příkrovům:

1. spodnímu subtatranskému, neboli k r i ž ň a n s k é m u,
2. svrchnímu subtatranskému, neboli c h o č s k é m u.

Úplný stratigrafický sled není však v těchto příkrovech zachován. Zvláště v križňanském příkrovu vycházejí na povrch jen jeho svrchnější stratigrafické členy. Úplnější je proti tomu stratigrafický sled v chočském příkrovu, i když v této oblasti komplikovaný faciální pestrostí vrstev v anisu a ladinu (reiflingské vápence).

A. *Stratigrafie križňanského příkrovu*

Križňanský příkrov je tvořen především plošně nejvíce rozšířenými sedimenty neokomu, v jehož podloží se lokálně objevují vrstvy jurské a svrchnotriasové. Buduje celou severozápadní část území, především tak zv. „Ráztocké lazy". Vedle toho byly zjištěny jeho členy na severních svazích Čierneho dielu, kde vychází na povrch z podloží werfenských břidlic, příp. gutensteinských vápenců chočského příkrovu. Přesné stratigrafické zařazení některých členů križňanského příkrovu nebylo možné pro jejich značnou tektonickou redukci a nedostatek fauny.

a) R é t — s p o d n í l i a s. Při uvedeném nedostatku fauny nebylo možné přesně odlišit od sebe rét a spodní lias. Jsou to převážně tmavé, méně často šedé velmi jemnozrnné až středně zrnité vápence obsahující místy hojné faunistické zbytky (průřezy lastur na navětraných plochách, rét). Vedle toho byly však především v úlomcích nalezeny horniny poněkud světlejší, často též stejně krystalické, které nebylo možno blíže stratigraficky zařadit.

Tyto vápence vystupují především v severovýchodním okolí Bukovce v menších výchozech a nalezneme je i v kamenité suti. Jsou velmi silně tektonicky porušeny a v mnoha případech se stýkají tektonicky přímo s nízkotatranským krystalinikem. Horniny réto-liasu, jakož i následující horniny doggeru a malmu nejsou na mapě V. Šťastného zaneseny. Někde vystupují i v tektonických šupinách v podloží chočského příkrovu na severním svahu Čierneho dielu; D. Andrusov je řadí k liasu. Tektonicky zajímavý je malý výskyt hornin réto-spodnoliasového stáří v hlubokém zářezu v podloží neokomu blízko vodojemu v Ráztocké dolině.

b) Vyšší lias. Značně redukován je patrně přítomen i v tektonických šupinách u Bukovce a na severních svazích Čierneho dielu. Celkem bezpečně lze k vyššímu liasu čítat převážně červené, poněkud hlíznaté vápence v podloží doggeru — malmu, zjištěné ve výše jmenovaném hlubokém zářezu v Ráztocké dolině. Přibližně téže stratigrafické poloze odpovídají asi i masově červené středně krystalické vápence hierlatzké facie, které však lze nalézt jen v úlomcích.

c) Dogger — malm představuje komplex pestrých, často křemitých vápenců, které místy obsahují i ojedinělé polohy a čočky radiolariových jaspisů. Toto souvrství vystupuje v přímém podloží neokomu, resp. v přímém podloží mocnějších poloh calpionellových vápenců tithón-berriaského stáří (viz dále), především v severovýchodním okolí Bukovce a v šupinách na severním svahu Čierneho dielu.

d) Tithon-berrias. Ve studovaném území je tithon-berrias zastoupen plošně dosti rozšířenými světlými, světlezelenými až bílými vápenci s typickým lasturnatým lomem a hladkým povrchem, označovanými běžně jako *calpionellové vápence*. Nejhojnější jsou tyto vápence v oblasti Ráztockých lazů, hlavně při jejich západním okraji. Pravděpodobně tvoří i větší a souvislejší polohy při celé basi neokomu, které vycházejí na povrch v hluboce zařízntutých údolích a stržích, zvláště tam, kde jsou současně i obnaženy série nepochybně jurského stáří (Ráztocká dolina).

e) Neokom zabírá jako nejmladší člen krížňanského příkrovu největší část plochy krížňanského příkrovu, jehož stratigrafický sled uzavírá. Petrografický charakter hornin neokomu (šedé, šedozelené nečisté vápence často s proplástky slínitých břidlic) odpovídá všeobecné petrografické charakteristice této formace. Povšimnutí zaslouží pouze polohy vyznačené na Andrusovově mapě po pravé straně Panské doliny severně od Čierneho dielu, případně i jinde na severních svazích téže kóty a zařazené Andrusovem do albu. Některé horniny skutečně též litologicky na alb upomínají. Nejsou to však jen šedé břidlice, případně pískovce a písčité vápence, nýbrž i silně slídnaté vápence, čisté vápence, vyskytující se hlavně v dolejších stratigrafických polohách spolu s červenými písčitými břidlicemi a červenými pískovci. Tyto horniny lemují jako široký a redukovaný, přesto však souvislý pruh celou desku gutensteinských vápenců Čierneho dielu. Na čtyřech místech se nám podařilo nalézt hlavně ve slínitých břidlicích a slídnatých vápencích bohatou

mořskou faunu, která již podle předběžného určení náleží nepochybně do svrchního werfenu — kampilu (*Naticella costata, Turbo rectecostatus, Anodontophora canalensis, Gervilleia* sp.). Tato skutečnost i přímé geologické pozorování svědčí o tom, že na severních svazích vystupuje v podloží gutensteinských vápenců především svrchní werfen vyvinutý jako slínité písčité břidlice a slídnaté vápence, zvláště těsně při hranici s gutensteinským vápencem. Vedle hornin patrně albského stáří zakresluje D. Andrusov na své mapě polohy keupru, který se stýká přímo s gutensteinskými vápenci. Přítomnost tohoto stratigrafického členu spodního subtatranského příkrovu v podloží chočského příkrovu je zcela pravděpodobná (viz jiné členy križňanského příkrovu v tektonických šupinách v těchto místech). Pokud se však toto souvrství pokládané za keuper stýká přímo s gutensteinskými vápenci na severním svahu Čierneho dielu, jde tu téměř jistě o vrstvy kampilského stáří, jak pro to svědčí všechny geologické a paleontologické důvody.

B. *Stratigrafie chočského příkrovu*

Stratigrafie triasu svrchního subtatranského příkrovu je v tomto území mnohem složitější než u příkrovu předcházejícího. Vrstevní sled je při tom mnohem úplnější a sahá od werfenu, resp. kampilu až k noriku tvořenému s největší pravděpodobností hlavním dolomitem. Nejasnost stratigrafického sledu se týká především stupňů anisu a ladinu, do kterých spadá vznik a vývoj reiflingských vápenců chočského příkrovu. Kontinuita stratigrafického sledu je ovšem porušena složitou tektonikou samotného chočského příkrovu a jeho rozčleněním na dílčí tektonické celky.

a) W e r f e n (k a m p i l) vystupuje v četných přirozených odkryvech, zvláště na svazích Čierneho dielu, v severozápadním okolí Jasenie, severozápadně od Ráztoky a severně od Hradiska. Na žádné z těchto lokalit nebyl zjištěn melafyrový vulkanismus charakteristický pro werfen chočského příkrovu. Přesto však je jeho příslušnost k chočské jednotce svou geologickou posicí velmi pravděpodobná.

Vedle normálních petrografických členů svrchního werfenu-kampilu jsou důležité především nejsvrchnější kampilské polohy spjaté na několika místech s přechody do nadložních aniských gutensteinských vápenců. Lze to dokázat nejen přímým pozorováním na několika lokalitách, ale zvláště podle hojné fauny nalezené v oblasti Čierneho dielu a na lokalitě severozápadně od Ráztoky, kterou již dříve zpracoval M. M a h e ľ (1956). Z obou těchto lokalit se nám podařilo nasbírat přes 60 dobře zachovaných exemplářů. Petrografický charakter hornin i v nich nalezená fauna odpovídají v našem případě slínito-vápenatému souvrství, které popsal M. Maheľ v jiné práci z chočské jednotky vernárského pruhu (M. M a h e ľ, 1957, str. 86).

b) A n i s. K anisu v normálním vývoji nepochybně náleží tmavé, bílými žilkami hustě protkané vápence, označované běžně jako vápence gutensteinské. O jejich

poměru k podložnímu kampilu jsme se již zmínili výše. V nejsvrchnějších partiích obsahují tyto vápence polohy dolomitických vápenců a dolomitů, náležející již stratigraficky nejsvrchnějšímu anisu, resp. přechodu z anisu do ladinu. Větší polohy ladinských dolomitů se nepodařilo na gutensteinských vápencích nikde vymapovat, i když jejich přítomnost byla podle menších denudačních zbytků velmi pravděpodobná.

c) L a d i n v normálním vývoji, je v chočském příkrovu obyčejně representován tak zv. chočským dolomitem. Nejspodnějšímu ladinu mohou náležet některé dolomitické partie popsané výše u gutensteinských vápenců a pravděpodobně i některé dolomity při ústí Suché doliny do doliny Jasenské, kde dolomity leží v podloží reiflingských vápenců s rohovci. Jednoznačnost tohoto řešení je ovšem v tomto případě komplikována složitou tektonickou stavbou.

d) A n i s — l a d i n ve vývoji reiflingských vápenců. Přesné zařazení reiflingských vápenců, které jsou jinak lokálním zjevem v chočském příkrovu, je i přes jejich značnou mocnost v našem území velmi problematické. Celkem zřetelná je jejich horní hranice, která je dána jinde dobře paleontologicky doloženými lunzskými vrstvami karnského stáří. Naproti tomu je jejich spodní hranice zřejmě silně ovlivněna vývojem ostatních souvrství tohoto stáří, především ladinského dolomitu, případně i gutensteinského vápence nebo jeho ekvivalentů. Leží-li reiflingský vápenec na dolomitu v normálním sledu, představuje dolomit nižší ladin a reiflingské vápence jsou pak svrchnoladinského stáří (D. A n d r u s o v, 1959, str. 53). Z čistě paleontologických důvodů (viz např. Z. R o t h, 1939) je však možno též usuzovat podle druhu *Rhynchonella trinodosi*, že reiflingská facie začíná již v anisu. Tuto možnost připouští v Karpatech i D. A n d r u s o v, (1959, str. 53) i když to je podle jeho názoru zjev pouze vyjímečný. Na samotné klasické lokalitě v Alpách (E. S p e n g l e r, 1959, str. 307) se však objevuje rohovcový vápenec reiflingský již ve středním anisu, leží někdy přímo na gutensteinském vápenci a zasahuje až do ladinu. V našem případě nelze pro malé území a nedostatek fauny tuto otázku zatím bezpečně rozhodnout. Nutno jen konstatovat, že v území největšího rozšíření reiflingských vápenců mezi Ráztokou a Kramlištěm je vyvinut tento stratigrafický sled kritického souvrství:

lunzské vrstvy — karn
tmavé i světlé vápence s rohovci
menší poloha dolomitického vápence až dolomitu
tmavé i světlé vápence převážně bez rohovců
převážně světlé vápence bez rohovců
s hojnějšími polohami dolomitických
vápenců někdy i s rohovci
anis — ladin

Otázku spodních členů tohoto vrstevního sledu bude snád možno řešit v území na jih od Hronu v území mezi Sv. Ondrejem a údolím Oselné. Je však při tom

nutno mít stále na paměti, že v časovém úseku anis-ladin i v příslušném prostorovém úseku chočské jednotky panovala velmi pestrá faciální rozmanitost a že se zde případně i jednotlivé členy zastupují.

e) Karn — jako lunzské vrstvy je velmi dokonale vyvinut i přístupný v celé oblasti mezi kótou Holica západně od Ráztoky a Jasenskou dolinou. Tvoří dosti symetrickou protáhlou synklinálu ve směru západ—východ, na jejímž severním i jižním křídle vystupují reiflingské vápence s rohovci. Petrograficky lze lunzské vrstvy charakterizovat jako flyši podobný komplex složený z tmavohnědých, případně i šedých, střípkatě se rozpadajících břidlic, jílovitých břidlic i písčitých břidlic, případně slínitých břidlic a pískovců. Na jednom místě se nám podařilo v zářezu polní cesty SV od Hradiska nalézt i menší polohy černých deskovitých bituminosních vápenců odpovídajících asi aonským břidlicím Rakouských Alp.

f) Norik je charakterizován na rozdíl od karnu sedimentací karbonátovou, resp. v našem případě přítomností mocnějších poloh vesměs špinavě šedých zrnitých dolomitů normálních vlastností. Kritéria petrografická pro odlišování chočského a hlavního dolomitu jsou podle D. Andrusova (1959, str. 66) velmi problematická, rozhodující je především jejich geologická posice. Geologická posice těchto dolomitů našeho území, spočívajících přímo na lunzských vrstvách a tvořících patrně nejmladší oddíl souvrství skládajícího výše uvedenou synklinálu. zdá se nám dostatečným důkazem pro jejich norické stáří. Týká se to především dolomitů v okolí Ráztoky, severně Dubové, západně od Kramlište. Méně jasné je již zařazení dolomitů v západním okolí Jasenie, kde dolomity vystupují jak v nadloží, tak i v podloží reiflingských vápenců. Jde-li o normální stratigrafickou superposici či o tektonické opakování, nelze zatím rozhodnout.

3. Slepence gosauského typu

Nalezli jsme je na několika místech v severozápadním okolí Zámostí. Obsahují velmi různorodý materiál, převážně z krystalinika, méně z mesozoických vápenců nebo souvrství werfenu. Svým litologickým charakterem upomínají na slepence z okolí Dobšinské ledové jeskyně popsané R. Kettnerem (1950), který v nich spatřuje kontinentální formaci svrchnokřídového stáří. Jejich přesná stratigrafická posice však není dosud zcela jasná (viz D. Andrusov, 1959, str. 333).

4. Valouny na abrasních plošinách neurčitého stáří

Byly zjištěny již dříve např. V. Šťastným (1927). Valouny jsou tvořeny především světlými, případně poněkud načervenalými kvarcity velikosti někdy i kolem 0,5—1 m, ležícími na skalním stupni v nadmořské výšce 520—550 metrů. Patrně jde o některé abrasní niveau terciérního stáří.

Nehledě k běžným svahovým uloženinám jsou z nich nejdůležitější štěrkové a písčito-štěrkové terasy; dosahují mocnosti 10 i více metrů nejlépe vyvinuté v Jasenské dolině a v několika výškových stupních též po pravém břehu řeky Hronu.

Poznámky k tektonice subtatranského mesozoika

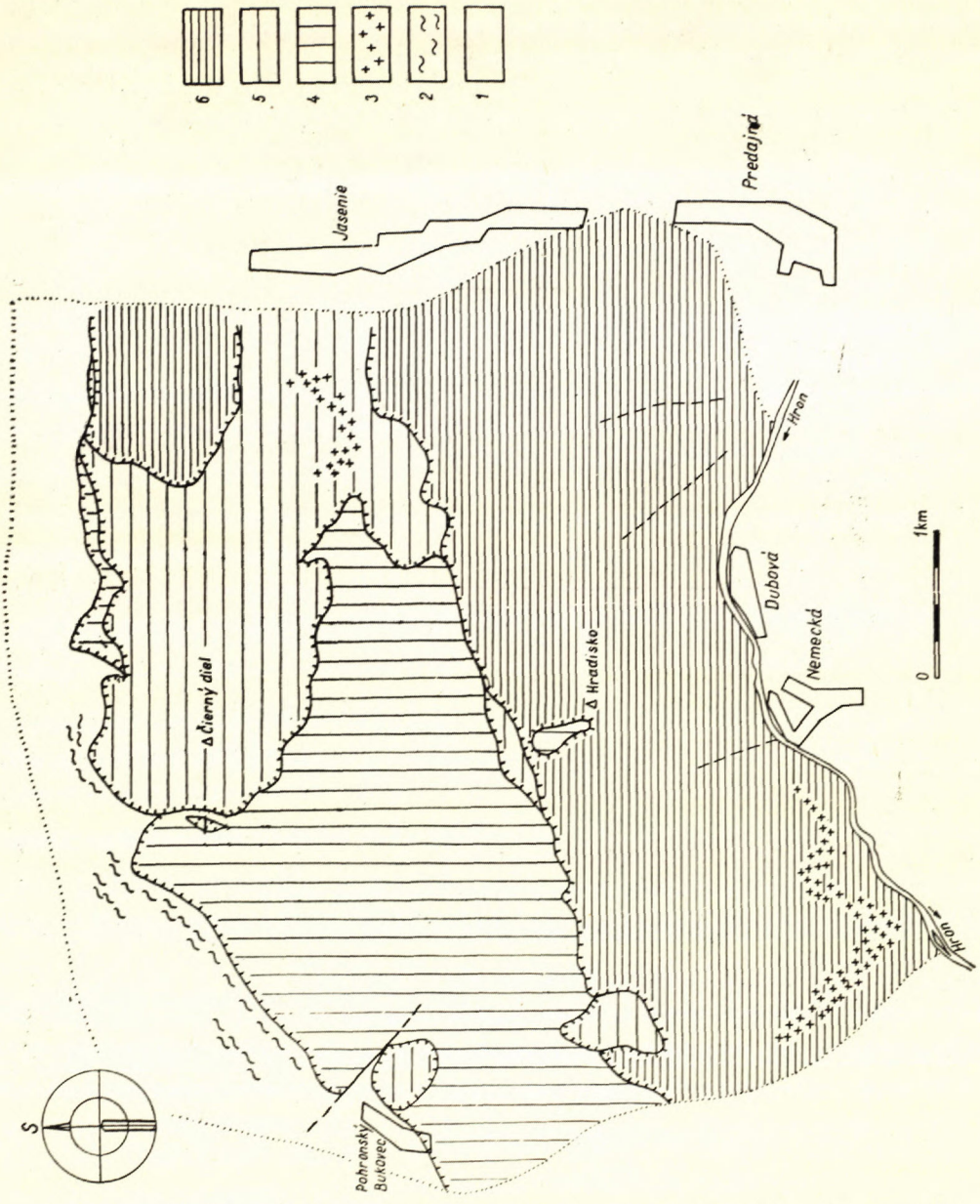
Základní přiřazení jednotlivých stratigrafických členů k tektonickým jednotkám bylo v hrubých rysech správně zachyceno již na mapě V. Šťastného (1927) a stavba území blíže objasněna v práci R. Kettnera — V. Šťastného (1931), kteří rozlišovali v našem území tehdy tři subtatranské příkrovy a přiřazovali k svému střednímu subtatranskému příkrovu hlavní oblast s reiflingskými vápenci v okolí Ráztoky, Dubové a Kramlište (str. 232).

Podle dnešního pojetí můžeme v našem území od sebe dobře odlišit spodní krížňanský a svrchní chočský příkrov. Velmi zřetelné je tektonické postavení krížňanského příkrovu, který spočívá svými různě silně redukovanými členy, triasem, jurou a neokomem přímo na nízkotatranském krystaliniku. Dobře lze sledovat styk krížňanského příkrovu s podložím v území mezi Bukovcem a Čiernym dielem. Hranice mezi těmito jednotkami je vyznačena výchozovou linií, odpovídající příkrovové ploše, která probíhá v terénu nepravidelně podle morfologie.

Také tektonický styk krížňanského příkrovu s nadložním chočským příkrovem je vesměs zřetelný, i když mnohem komplikovanější. Na neokomu krížňanského příkrovu spočívají totiž různé stratigrafické členy chočského příkrovu, zdvojeného zde velmi pravděpodobně, stejně jako v celé oblasti Banské Bystrice, ve dvě tektonické dílčí jednotky. Strukturně nejzajímavější je část chočského příkrovu v celé oblasti Čierneho dielu, která místy dokonce přesahuje i přes spodnější příkrov krížňanský a stýká se přímo s krystalinikem nízkotatranským (severní svahy Čierného dielu). Tuto část chočské jednotky tvořené především kampilem a gutensteinskými vápenci lze nejspíše považovat za *spodnější dílčí tektonickou jednotku.* Nasvědčuje tomu především skutečnost, že druhá a tedy *vyšší část téhož příkrovu,* která začíná vesměs reiflingskými vápenci, spočívá jednak na neokomu příkrovu krížňanského jednak na werfenu spodnější dílčí chočské jednotky. Velmi dobře je patrný tektonický styk vyšší dílčí jednotky s neokomem krížňanského příkrovu v území mezi Bukoveckou dolinou a Jaseniem, doprovázený na několika místech tektonicky silně redukovanými částmi werfenského souvrství či gutensteinských vápenců. K druhé vyšší dílčí jednotce náleží asi celý komplex hornin v okolí Ráztoky, Dubové, Kramlište a v západním okolí Jasenie, tvořený reiflingskými vápenci (s rohovci i bez rohovců) lunzskými vrstvami a pravděpodobně i komplexem hlavního dolomitu. Tektonicky nejkomplikovanější je při tom západní okolí

Tektonická skica území mezi Jesenskou a Bukoveckou dolinou

Sestavil Z. Misář — J. Hanzlík (1959).



Vysvětlivky: 1 — nízkotatranské krystalinikum; 2 — mylonitizované horniny; 3 — silně brekciovité vápence a dolomity; 4 — križňanská jednotka; 5 — chočská jednotka (spodní část), 6 — chočská jednotka (svrchní část).

Jasenie, kde je stratigrafický sled někdy obrácen, na př. reiflingské vápence s rohovci leží na lunzských vrstvách, reifling na dolomitu a ten opět na reiflingu a pod.

Z ostatních tektonických poruch se vyskytují v území radiální poruchy SSZ—JJV směru.

Hydrogeologické poměry území

Území je budováno třemi jednotkami, které se od sebe hydrogeologicky odlišují. Severní okraj území je tvořen rigidními ortorulami nízkotatranského krystalinika, které jsou silně rozpukané, vhodné pro puklinový oběh podzemní vody. Projevuje se mnohými drobnými praménky, které vyvěrají z puklin. Řádová vydatnost je nízká (desetiny l/vt.). Prameny jsou nejvíce soustředěny v Suché dolině na jejím levém břehu.

Sedimentární horniny, vyskytující se v mapovaném území, jsou svým zvodněním vázány na postavení v jednotlivých příkrovech. Spodní subtatranský příkrov se hydrogeologicky projevuje tím, že tvoří relativně nepropustné podloží vyššímu chočskému příkrovu. Krížňanský příkrov je tvořen hlavně vrstvami neokomu, které svou slínitou povahou a detailním provrásněním zabraňují průsaku podzemní vody do podložního komplexu hornin.

V chočském příkrovu tvoří werfenské vrstvy prakticky nepropustný komplex hornin, velmi chudý na prameny. Několik praménků s nízkou vydatností na jihozápadním svahu vrchu Čierny diel vzniklo protlačováním podzemní vody po puklině z nadložního zvodnělého gutensteinského vápence. Vývěry podzemních vod se projevují vysrážením železitých sloučenin. Nadložní gutensteinské vápence jsou hojně rozpukané se znaky krasovění. Oběh puklinových vod je velmi čilý, jak dokazují přelivné prameny podle okraje synklinální kry gutensteinských vápenců v severní části území. Vydatnost pramenů se pohybuje kolem 1 l/vt. při teplotě 9,5° C. Reiflingské vápence a dolomity se vyskytují v menších krách, hydrogeologicky méně významných. Prameny, které zde vyvěrají, mají povahu vrstevních pramenů. Jejich výskyt je vázán na propustnější a rozpukanější polohy vápencových a dolomitových souvrství. Prameny jsou soustředěny zvláště na dolomitovou kru Hradiska (786,3) a na jižní okraje větších ker v jižní části území. Místy mají povahu přelivných pramenů, podmíněnou nadložními nepropustnými lunzskými vrstvami. Výdatnost pramenů je nižší (0,5 l/vt při teplotě 9,0° C).

Mnohé prameny jsou zakryty sutovými uloženinami, avšak při jejich malé a kolísavé mocnosti jsou tyto uloženiny napájeny podzemními vodami z horninových komplexů.

V mapovaném území byl zjištěn již dříve pramen slabé slané kyselky v Pohronském Bukovci. Podle V. Zoubka je výskyt vázán na styk tektonických jednotek. Podrobnější zpracování nelze zatím provést.

Katedra geologie a katedra hydrogeologie KU v Praze

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., (1959): Geológia Československých Karpát, zväzok II, SAV, Bratislava. — [2] Andrusov D. — Koutek J. — Zoubek Vl. (1951): Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského jádra v roce 1950, Geofond. — [3] Dovolil M. — Jaroš J. (1957): Geologické poměry mezi Riečkou, Podlavicemi a Svatým Jakubem, severozápadně od Banské Bystrice, Geologické práce, Zprávy 11, str. 145—150. — [4] Guide des Excursions dans les Carpathes occidentales . . . ., Rédigé par A. Matějka et D. Andrusov, Knihovna SGÚ, 13 a, b. — [5] Jaroš J. — Losert J.: (1957) Geologické poměry mezi Harmancem a Tajovem, severozápadně od Banské Bystrice. Geologické práce, Zprávy 10, str. 107—118. — [6] Kettner R. (1951): O formaci patrně gosauského stáří u stanice Dobšinská ľadová jaskyňa na Slovensku. Věstník Král. čes. spol. nauk 1950, roč. 1950, čís. X, str. 1—9. — [7] Kettner R. (1958): Die Tektonik des Gebirges Nízké Tatry (Niedere Tatra). Geologie 7, str. 383—402, Berlin. — [8] Losert J. — Náprstek Vl. (1957): Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a B. Bystricí. Geologické práce, Zprávy 11, str. 135—144. — [9] Maheľ M. (1956): Nové nálezy skamenelín vo werfenských vrstvách na j. svahu N. Tatier. Geologické práce, Zprávy 8, str. 125—133. — [10] Maheľ M. (1957): Geológia Stratenskej hornatiny, Geologické práce, Zošit 48a. — [11] Náprstek Vl. (1958): Výsledky geologického mapování mezi Slovenskou Ľupčou a Poniky. Geologické práce, Zprávy 14, str. 134—138. — [12] Náprstek Vl. — Röhlich P. (1957): Geologické poměry širšího okolí Králik, Tajova a Malachova západně od Banské Bystrice. Geologické práce, Zprávy 10, str. 119—127. — [13] Prokop R. (1958): Geologický výzkum území jižně od Banské Bystrice. Diplomová práce GGF UK. — [14] Roth Zd. (1939): Několik poznámek k stratigrafickému rozdělení triasu chočské serie v okolí Lopeje a Podbrezové na Slovensku. Příroda XXXII, Brno. — [15] Spengler E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone; v práci Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. 2. Auflage, Wien 1951. — [16] Zoubek Vl. (1931): Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. Věstník SGÚ, roč. VII, str. 182—191. — [17] Zoubek Vl. (1935): Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věstník SGÚ, roč. XI, str. 85—115.

ZDENĚK MÍSAŘ—JOSEF HANZLÍK

GEOLOGISCHE UND HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE ZWISCHEN DEM JASENSKÁ UND BUKOVECKÁ—TAL AM SÜDHANG DER NIEDEREN TATRA

Im J. 1959 wurde das Gebiet am Südhang der Niederen Tatra, zwischen dem Fluss Hron (Gran) und dem Berg Čierny diel von Verfassern dieses Artikels geologisch kartiert.

Das Kristallin ist durch verschiedene Typen von Orthogneisen, Migmatiten und Augengneisen vertreten, die als Ergebnis verschiedener Stufe der Migmatisation und Granitisation anzusehen sind. Am Kontakte mit mesozoischen Einheiten sind die Gesteine stark mylonitisiert und phyllonitisiert.

Die Krížná-Decke wird im NW-Teil des Gebietes meistens durch Neokom-Schichten vertreten, die mit der Choč-Decke im tektonischen Kontakt sind. Die dunklen Rät und Unterlias-Kalke, als auch die roten knolligen und kristallinen Kalke des höheren Lias, weiter die bunten Kalke des Doggers und Malms kommen in Schollen NE von Bukovec und am nördlichen Hang des Berges Čierny diel vor. Die Calpionella-Kalke treten im Liegenden des Neokoms im Tal Ráztocká dolina zusamen mit Jura-Schichten auf.

Die Basis der Choč-Decke wird aus Kampil-Schichten gebaut, deren oberste Lagen stellen-

weise in hangende anisische Gutensteiner Kalke übergehen, in deren höchsten Lagen Dolomite teilweise ladinischen Alters enthalten sind. Ladin ist durch den Choč-Dolomit vertreten. Problematisch erscheint uns die Eingliederung der Reiflinger Kalke (Anis-Ladin), die lokal in der Choč-Decke vorkommen und eine bunte fazielle Entwicklung aufweisen. Die Lunzer Schichten (karnischen Alters) bilden einen synklinalen Streifen westlich von Ráztoky bis zum Tal Jasenská dolina. Norien ist in der Umgebung von Ráztoka wahrscheinlich durch Hauptdolomit vertreten (beurteilt nach der geologischen Position). Es wurde auch Vorkommen von Konglomeraten Gossauer Types und Quarzitgeröllen (wahrscheinlich vom Abrasionsniveau) tertiären Alters festgestellt.

Die tektonische Lage der Krížná-Decke gegenüber dem Kristallin ist im Terrain offensichtlich, ebenso wie der oft komplizierte tektonische Kontakt mit der hangenden Choč-Decke. Die Choč-Decke ist wahrscheinlich in zwei tektonische Teileinheiten geteilt; die untere von ihnen befindet sich im Gebiet des Berges Čierny diel (Kampil, Gutensteiner Kalke). Die andere davon in der Umgebung von Ráztoka-Kramliště ist durch Reiflinger Kalke, Lunzer Schichten und Hauptdolomit vertreten. Eine umgekehrte Schichtenabfolge hat man in der Umgebung von Jasenie festgestellt. Die Verwässerung der Schichten ist vom hydrogeologischen Standpunkt an deren Position in den einzelnen Decken gebunden. Neokom-Schichten in der Krížná-Decke bilden ein wasserstauendes Liegende für wasserdurchlassende Schichten der Choč-Decke. Die ergiebigsten Quellen entfliessen den Gutensteiner Kalken am Berg Čierny diel (1 bis 1,5 l/sec.) und den grösseren Schollen der Reiflinger Kalke wie auch dem Hauptdolomit im Süden des studierten Gebietes.

Erklärung zur Abbildung

(Siehe S. 136),

Tektonische Skizze des Gebietes zwischen dem Jasenská und Bukovecká Tal, (Siehe S. 136), zusammengestelt von Z. Mísař und J. Hanzlík (1959): 1 — Kristallin der Niederen Tatra; 2 — mylonitisierte Gesteine; 3 — stark brekziöse Kalke und Dolomite; 4 — die Krížná-Einheit; 5 — die Choč-Einheit (der untere Teil); 6 — die Choč-Einheit (der obere Teil).

ANTON BIELY

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O GEOLOGICKOM VÝSKUME V TRIBEČSKOM POHORÍ

Hoci sa v minulosti tešili jadrové pohoria západných Karpát veľkému záujmu geológov, o Tribči to nemožno povedať. Nikdy sa mu nevenovala patričná pozornosť, a tak dodnes o celom pohorí nemáme zprávu, ktorá by odpovedala úrovni poznatkov z iných jadrových pohorí. V posledných rokoch som študoval mezozoické útvary a získané poznatky stručne uvediem v tejto zpráve, aby som aspoň sčasti vyplnil doterajšie medzery.

Geografický prehľad

Tribečské pohorie patrí do skupiny južného radu jadrových pohorí, k tzv. nízkotatranskému oblúku. Ako úzky horský klin vybieha do komárňanskej panvy a má toto vymedzenie (podľa J. Hromádku a M. Lukniša): údolie hornej Žitavy predstavuje hranicu voči vulkanickému pohoriu — Pohronskému Inovcu; tzv. Veľkopoľská brázda a údolie Hornejšieho potoka (zhruba hradská z Oslian do Veľkého Poľa a Žarnovice) tvorí hranicu mezozoika Tribča voči vulkanickému pohoriu Vtáčnika. Hranicou Tribča oproti Nitrianskej a Žitavskej tabuli, na JV a na SZ je päta pohoria. Svojím stredohorským rázom sa Tribeč hlavne v južnej časti výrazne vyníma z monotónnych terciérnych tabúľ a smerom k severu prechádza do horskej skupiny Vtáčnika.

Prehľad doterajších výskumov

Literárne údaje o mezozoiku Tribečského pohoria sú veľmi skromné. Niekoľko poznámok nájdeme v práci D. Štúra (1860), ktorý kremencovo-pieskovcové súvrstvie podobne ako v celých Karpatoch považoval za permské a pri Turčiankach v ňom zistil teleso melafýrov. Z triasových hornín spomína kössenské vrstvy. Vápencovo-bridličnaté horniny zaradil do liasu-jury, masy dolomitov pričlenil ku karpatským — chočským dolomitom, ktoré považoval za spodnokriedové.

Hauer (1864, 1865) rozlišoval v Tribečskom pohorí tri kryštalinické masívy, oddelené od seba sedimentárnymi horninami. Poukazuje na to, že mezozoické horniny sú všeobecne zbridličnatené, niektoré podobné hierlatským liasovým vápencom (ostrovy na pravom brehu Nitry). Z triasových hornín zistil dolomity, keuper a kössenské vrstvy.

Uhlig (1903) prevzal staršie údaje a na základe orientačných pochôdzok upravuje stratigrafiu, pričom mezozoické horniny začlenil do dvoch vývinov: do vysokotatranského a subtatranského.

Prvá moderná mapa oblasti Zobora pochádza od Andrusova-Zárubu (1936), ktorí mezozoickú sériu, budujúcu túto časť pohoria, nazvali „tribečskou" a považovali ju za jadrovú — tatridnú. Odlíšili v nej členy od spodného triasu po neokom. Z oblasti Veľkých Uheriec zostavil geologickú mapu Čechovič (1943).

Tektonické členenie

Pri začlenení mezozoika do jednotlivých sérií je potrebné rozdeliť aj Tribečské pohorie na jednotlivé geologické celky, ktoré sú z hľadiska historicko-geologického vývinu do istej miery rozličné. Už Hauer rozlíšil v Tribečskom pohorí tri kryštalické masívy, oddelené mezozoickými horninami: masív Razdiela, Tribča a Zobora. Podľa novších poznatkov možno celé pohorie rozdeliť na dva základné celky, charakteristické staropaleozoickým, príp. starším jadrom a permsko-mezozoickým obalom: 1. *juhovýchodnú* časť, oblasť Tribča a Zobora, 2. *severovýchodnú* časť, oblasť Razdiela. Hranica medzi týmito dvoma oblasťami je ostrá a prebieha zhruba v smere SZ—JV od Klátovej Novej Vsi cez Jánovu Ves do Skýcova, odkiaľ sa stáča na juh k Topoľčiankam. Morfologicky je zvýraznená v tzv. skýcovskom sedle. Hranica sa javí ako hlbinný zlom — tektonická línia, ktorá počas mladého paleozoika a mezozoika hrala významnú rolu pri vývoji celého pohoria a uplatnila sa i v terciéri.

Jadrové elementy oboch oblastí v období pred hercýnskym vrásnením mali zrejme jednotný vývin. Dnešné odlišnosti sú výsledkom ich rozdielneho postavenia po hlavných fázach tohto vrásnenia. Oblasť Razdielu mala tendenciu pohybov klesajúcich, kde z jadra vystupuje vyššia stavebná etáž — kryštalické bridlice. Naproto tomu oblasť tribečsko-zoborská mala tendenciu stúpajúcu, kde kryštalické bridlice — plášť sú oddenudované a jadro je budované granitoidným masívom.

V nadloží týchto jadier vystupujú mezozoické série. Podobne ako vo všetkých pohoriach, i tu môžeme odlíšiť tri série, ktorých stratigraficko-litologická náplň je rozdielna.

1. *V tribečsko-zoborskej* oblasti v pozícii obalu vystupuje séria plytkovodná so všetkými charakteristickými znakmi sérií západokarpatských v zmysle Maheľa (1959) a sérií tatridných v zmysle Matějku-Andrusova (1931);

táto séria siaha od spodného triasu po alb. Andrusov-Záruba (1936) ju nazvali „tribečskou", ktoré označenie používame tiež.

2. *V oblasti Razdiela* zaujíma pozíciu „obalu" séria hlbokovodnejšia, vývinom zhodná so spodnou sériou subtatransko-krížňanskou, ktorej vrstevný sled je od permu po alb.

3. *V tektonickom nadloží krížňanskej* série vystupuje séria, ktorej trias, hlavne najspodnejší člen — werfen s melafýrmi má zhodný vývin s chočskou jednotkou; v detailoch je však do istej miery odlišný od toho istého súvrstvia v iných oblastiach Karpát.

Tribečská séria

Vystupuje v tribečsko-zoborskej oblasti. Najúplnejšie je vyvinutá v skupine Zobora, kde je tento vrstevný sled:

Trias. 1. *Spodný trias* je zastúpený kremencami a arkózovými kremencami. V hornej časti sa miestami vyskytujú vložky pestrých kremitých fylitických bridlíc. Werfenské vrstvy (10-15 m) vystupujú len východne od Drážoviec. Horniny sú zväčša zbridličnatené; ide vlastne o epikvarcity so sericitom a muskovitom na bridličnatých plochách.

2. *Stredný trias* je zastúpený vápencovo-dolomitickým komplexom. Podstatnú masu tvoria svetlé lavicovité i masívne vápence. Dolomity sú v nich ako tenké vložky, len zriedkavejšie v hrubších polohách. Horniny sú obyčajne mramorizované s autigénnymi minerálmi, sericitom a muskovitom, zriedkavejšie zmenené na rauvaky. Vo vápencovej kryhe Žibrice je rekryštalizácia menej zreteľná.

3 *Spodná časť vrchného triasu* je zastúpená arkózovými kremencami a pestrými bridlicami keupra. Miestami sú výrazne zmenené na sericiticko-chloritické fylity.

4. *Rétické súvrstvie* vystupuje východne od Drážoviec v sedle medzi k. 392,6 a 400,2. Sú to tmavé, do žltohneda zvetrávajúce ílovité a piesčité bridlice s polohami tmavých piesčitých vápencov. V lumachelách sa vyskytujú lastúrniky poukazujúce na rét. Z obdobného súvrstvia na Kalvárii Hauer (1865) uvádza *Cardita austriaca* (Hauer).

Jura. 1. *Lias.* V nadloží vrchného triasu je súvrstvie sivých a čiernych jemno i hrubšie zrnitých vápencov, miestami piesčitých. Charakteristické pre tieto vápence sú hľuzy alebo doskovité polohy rohovcov. Horniny sú často zbridličnatené, miestami metamorfované až na vápnité fylity. Určiteľné skameneliny sa nenašli.

2. *Vrchný lias — doger?* Nad tmavými vápencami liasu vystupujú pestré, najčastejšie žltkavé, ružové, červené i biele zrnité vápence, často piesčité, pričom klastickú prímes tvorí kremeň a úlomky bližšie neurčiteľných karbonátov. Okrem článkov echinodermát sa nenašli žiadne organizmy. Horniny sú miestami mramorizované.

3. *Malm* je zastúpený súvrstvím pestrých vápencov. V spodnej časti sú to červenofialové doskovité vápence s červenými rohovcami, miestami hľúznaté. Vyššie prechádzajú do ružových a sivých doskovitých vápencov s hľuzami sivých rohovcov. Z organických zvyškov boli zistené belemnity, články echinodermát, globochéty a v hornej časti saccocomy.

K r i e d a. 1. *Titón-neokom* zastupuje súvrstvie sivých doskovitých a lavicovitých vápencov s nehojnými rohovcovými hľuzami. V spodnej časti obsahujú kalpionely a globochéty.

2. K *aptu?* pričleňujeme svetlé, zrnité, zriedka až brekciovité vápence, ktoré vystupujú nad neokomom alebo dogerom.

3. Najvyšším členom tribečskej série je *alb*, ktorý reprezentuje súvrstvie sivožltých slienitých rozpadavých bridlíc s vložkami doskovitých svetlosivých vápencov. V bridliciach sa našla mikrofauna poukazujúca na vrchný alb.

Charakteristickým znakom hornín tribečskej série je, že takmer v celom území sú postihnuté slabšou alebo silnejšou dynamometamorfózou, ktorá sa prejavuje usmernenou textúrou a štruktúrou a prítomnosťou autigénnych minerálov: sericitu, muskovitu a chloritu.

Krížňanská séria

Vystupuje v oblasti Razdiela a siaha od permu po alb. K permu počítame pestré arkózovo-bridličnaté súvrstvie, ktoré vystupuje ako aureola na obvode kryštalických bridlíc Razdiela. Kremencové súvrstvie spodného triasu, obdobne ako vo vyššie spomenutej sérii, sa zdá byť na perme uložené diskordantne. Vyššie členy krížňanskej série sú obdobne vyvinuté ako v iných pohoriach. Pozoruhodný je masový výskyt dasykladaceí v ladinských dolomitoch, ktorý je v rozpore s doterajšími názormi o ich rozšírení v Karpatoch. Zaujímavý je aj výskyt albu, ktorý hlavne v severovýchodnej časti územia zaberá pomerne veľkú plochu; je zastúpený súvrstvím ílovitých a slienitých bridlíc s polohami pieskovcov, v spodnej časti zriedka až brekcií. Na rozhraní aptu a albu je stratigrafický hiát.

Na rozdiel od iných pohorí je tu krížňanská séria, hlavne v SV časti, postihnutá slabšou dynamometamorfózou, ktorá podobne ako v tribečskej sérii prejavuje sa usmernením a autigénnymi minerálmi, sericitom a muskovitom. Nemetamorfovaná je krížňanská séria v širšom okolí Partizánskeho, kde vrstevný sled bol doložený faunou.

Jedným z vážnych problémov je pomer krížňanskej série ku kryštalickému jadru. Perm a spodný trias sú bezosporu autochtónne a tvoria sedimentárny obal. Strednotriasové vápence ležia priamo na kremencoch; len medzi Klížskym Hradiskom a Kolačnom je medzi nimi klin čiernych vápencov a dolomitov stredného triasu, ktorý sa vývinove líši od stredného triasu tribečskej i krížňanskej série. Je otázka, či celá séria od stredného triasu po alb je presunutá cez kremence

a dolomitovo-vápencový klin, alebo je celá autochtónna. Podľa pomerov v oblasti Razdiela považujem krížňanskú sériu za autochtónnu. Obdobné pomery existujú i v „štiavnickom ostrove" a „starohorskom okne", kde sa však i podložné kryštalinikum s permsko-mezozoickou krížňanskou sériou považuje za presunuté cez ďumbierske jadro.

Chočská séria

Vystupuje v oblasti Razdiela v tektonickom nadloží krížňanskej, kde je rozložená v dvoch pruhoch:

1. *Severozápadný pruh* sa tiahne medzi obcami Turčianky a Horná Ves. Sú tu zastúpené horniny od spodného po vrchný trias. V spodnom triase vystupujú pestré pieskovce a bridlice bez fauny, ktoré medzi Malými Uhercami a Oslanmi prechádzajú do svetlých kremencov. V ich nadloží sú mandľovcové i porfyrické melafýry, ktoré vytvárajú menšie teleso len pri Turčiankach. Nad nimi sú slienité a piesčité vápence kampilu.

Stredný trias má na báze tenkú polohu tmavosivých vápencov, miestami žilkovaných; nad nimi je masa svetlých dolomitov, v ktorých sa pri Malých Uherciach našli ladinské riasy.

Vrchný trias pri Brodzanoch má na báze tenkú polohu sivozelených jemnozrnných lunzských pieskovcov; potom nasledujú biele rozpadavé dolomity podobné strednotriasovým. Najvyšším členom sú biele a svetlosivé masívne vápence, celistvé i oolitické, patriace pravdepodobne nóru.

2. *Severovýchodný pruh* je rozložený medzi obcami Hostie—Jedlové Kostoľany — Píla. Sú tu zastúpené len horniny spodného triasu — melafýrová séria, v ktorej možno odlíšiť niekoľko horizontov. V spodnej časti vystupuje tenký pruh svetlých arkóz a arkózovitých pieskovcov s vložkami piesčitých bridlíc. V ich nadloží je mocnejšia poloha pestrých bridlíc a pieskovcov, nad ktorými sú biele a svetlosivé kremence a arkózové kremence. Vyšším členom, pre túto oblasť veľmi charakteristickým, je hrubší komplex sivých bridlíc, pieskovcov, arkóz a miestami i drobových jemnozrnných pieskovcov. Melafýrové horniny sú mandľovcové i porfyrické a tvoria menšie telesá v pestrých pieskovcoch a bridliciach.

Pomer medzi oboma pruhmi chočskej série nie je jasný. Rozdielnosť hrúbky a fácie spodného triasu by poukazovala na to, že oba pruhy vznikli v oddelených panvách. Výskyty malých šupín spodnotriasových hornín medzi oboma pruhmi v nadloží kriedy krížňanskej série a pod vulkanickými masami Vtáčnika poukazuje však na ich spojenie.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

[1] Andrusov D.—Záruba Q., 1936: Zpráva o geologickém výzkumu území projektované hlavní dráhy Zlaté Moravce—Zbehy. (Rukopis archív GÚDŠ). — [2] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha. — [3] Čechovič V., 1944: Zpráva o prieskume vápencového ložiska v okolí kopca Dobrolín pri Veľkých Uhrovciach. (Rukopis, archív GÚDŠ). — [4] Hauer F., 1865: Geologische Verhältnisse der Umgegend von Neutra. Jahrb. k. k. geol. R. A. Wien XVI. — [5] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zoš. 55. — [6] Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna St. geol. ústavu 13 A, Praha. [7] Štúr D., 1860: Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. k. k. geol. RA, Bd. XI. [8] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Wien—Leipzig.

STANISLAV KLÍR

RUDNÍ OBVOD U HORNÍHO MĚSTA NOVÉ BANĚ NA SLOVENSKU

(Německé resumé)

V této práci jsou uvedeny všechny dostupné prameny o rudním obvodu, zejména vzorky odebrané před opuštěním hornických prací v r. 1887. Rovněž byly zhodnoceny staré důlní mapy pořízené v době dobývání ložiska před opuštěním důlních prací a porovnány s výsledky nového průzkumu. Kromě výsledků vlastního výzkumu obsahuje práce i zhodnocení archivních materiálů.

Vymezení a poloha rudního obvodu

Rudní obvod u horního města Nové Baně rozkládá se na obou stranách řeky Hronu mezi obcemi Beňadik a Žarnovica, v severojižním směru mezi obcemi Tekovská Breznica a Brehy na jižní straně a osadou Štále na severní straně. Na pravém břehu řeky Hronu ohraničuje rudní obvod v území východně od Nové Baně výrazný hřbet táhnoucí se od co 712 m n. m. a co 730 m n. m. k severu na co 711 m n. m. (Drienče). Západně od Nové Baně je rudní obvod ohraničen vrchy v okolí Fircengu (co 682 m n. m.) a Sedlové skály (co 778 m n. m.). Střed rudního obvodu tvoří novobanská kotlina, jíž od severu k jihu teče hlavní vodoteč území — Kyzový potok. Do Kyzového potoka se vlévá Starý potok, tekoucí po severních úbočích Fircengu. Na levém břehu Hronu je rudní obvod ukončen mírnou elevací Nad břehy (co 266 m n. m.) a kotlinou jižně od obce Brehy, jíž přeteká k severu Obecný potok. Všechny vodoteče jsou přítoky Hronu.

Postup dolování v rudním obvodu

Počátky dolování spadají do XIII. století, neboť ze XIV. století máme zprávy o značném rozkvětu hornické činnosti; v r. 1355 byla Nová Baňa povýšena na svobodné báňské město a v r. 1383 bylo započato s ražením dosud nejdůležitější hornické práce — hronské dědičné štoly. Období významné hornické činnosti trvalo i v XV. století doložené zakládáním nové šachty z r. 1482. Vydobytí obohacených cementačních partií v podpovrchové části ložiska lze klást až ke konci XV. a na počátek XVI. století, kdy v období 1506—1526 zaujímala Nová Baňa dle daňových

poplatků šesté místo ze sedmi dolnouherských báňských měst. Doly byly výnosnější než v Banské Belé, ale méně výnosné než v Pukanci. O pokračujícím dolování svědčí údaj z r. 1554, kdy těžařstva na Trojkrálové štole a na Baptista štole dobývala se ziskem. V šestnáctém století zanikla hornická činnost, když při vpádu tureckých vojsk bylo v r. 1564, vypáleno město a doly zavaleny. Báňské komoře nabídlo město Nová Baňa v r. 1564 doly k odkupu; báňská komora část podílů města Nové Baně odkoupila. O tom, že dobývání dosáhlo úrovně hronské dědičné štoly svědčí zápisy ze sedmnáctého století (r. 1635 a r. 1640) o dosažení této dobývací úrovně u šachty Althandel. Dobývání postupovalo rychle do hloubky a bylo závislé na činnosti čerpacích strojů. Z r. 1647 je doloženo přerušení těžby pod úrovní hronské dědičné štoly u šachty Althandel, k němuž došlo pro poruchu čerpacího stroje. Patrně z téže příčiny došlo o rok později k obložení čelby Neufang dědičné štoly, která měla podsedlat dosud neodvodněné partie v rudním obvodu zhruba v úrovni hronské dědičné štoly. Směrově však byla Neufang dědičná štola odlišná. Je pravděpodobné, že obložení čelby nové dědičné štoly mělo i vliv na údržbu hronské dědičné štoly, o níž je v r. 1659 zaznamenáno, že je velmi zanedbána. V r. 1690 došlo patrně dílčím zavalením k zatopení hronské dědičné štoly, což mělo neblahý vliv na dobývky pod její úrovní. Rozvoji dolování valně nepřispěly ani nové kutací práce na počátku osmnáctého století. Postup dolování do hloubky positivně neovlivnil ani parní stroj Isaaca Pottera, osazený na šachtě Althandel v r. 1724; parní stroj často vypovídal službu, docházelo k zatápění hlubokých pater a po desíti letech v r. 1734 byl prodán těžařské společnosti v Kyslé. Těžařstvo vlastnící šachtu Althandel se rozpadlo. Od r. 1739 pak již jen báňská komora usiluje o další rozvoj dolů a udržuje je i se ztrátou. Stejný je stav i v XIX. století, kdy v období 1811—1867 bylo dobývání v rudním obvodu ztrátové i přes občasné zisky. Báňská komora provozovala těžbu ještě dalších dvacet let, podle záznamů však kovnatost klesla a k severu, kde byly nedotčené rudné celky, se počet žil zmenšil a četné polohy vyklínily. Dobývání v letech 1867—1887 bylo i nadále ztrátové. Bylo proto v r. 1887 rozhodnuto ověřit překopem vývoj žíly Laurenz v hloubce; po zjištění nízké kovnatosti byla dne 17. května 1887 výnosem býv. uherského ministerstva financí těžba v dolech u Nové Baně zastavena.

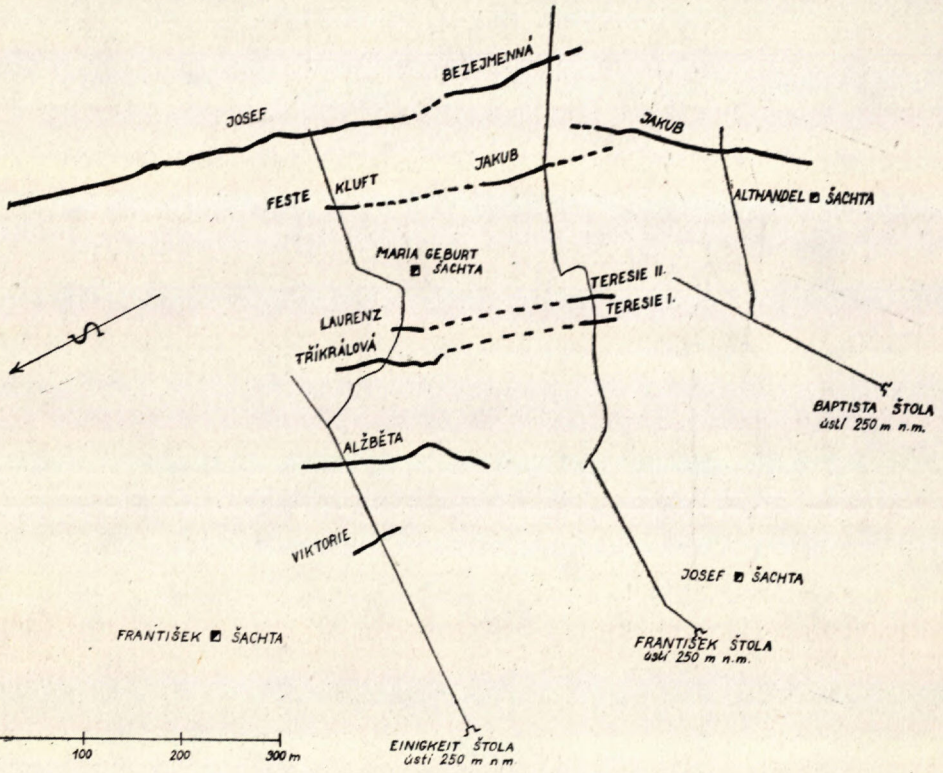
Přehled historie dolování v rudním obvodu byl zpracován podle archivní studie A. Bergfesta z r. 1955 (2).

Hronská dědičná štola byla ražena z údolí Hronu severním směrem k šachtě Tobias, kde se rozdvojila: jedna chodba byla ražena směrem k šachtě Althandel a od ní směrně po Jakub a Laurenz žíle k šachtě Maria Geburt. Druhá chodba byla po rozdvojení ražena od šachty Tobias k šachtě Josef. Od šachty Tobias byla ražena asi o 3 m výše Neufang dědičná štola, která od šachty Josef byla hnána k šachtě František a odtud dále k severu až překřížila Freischurf žílu.

Hlavní šachty byly od jihu k severu Tobiás, Althandel, Josef, Maria Geburt a František; dosahovaly vesměs úrovně dědičných štol Hronské nebo Neufang. Pod úroveň dědičných štol (zhruba 200 m n. m.) byly vyhloubeny Maria Geburt šachta a František šachta přibližně o 40 m a Althandel (s třemi hlubokými obzory) přibližně o 70 m.

Hlavní štoly raženy z úrovně 250 m n. m. byly od jihu k severu štola Baptista, štola František, štola Einigkeit a štola Dominici, které byly raženy na levém břehu Kyzového potoka. Z téhož břehu byla z úrovně přibližně 310 m n. m. ražena štola Tříkrálová. Z pravého břehu Kyzového potoka byla zhruba z úrovně 240 m n. m. ražena štola sv. Ducha.

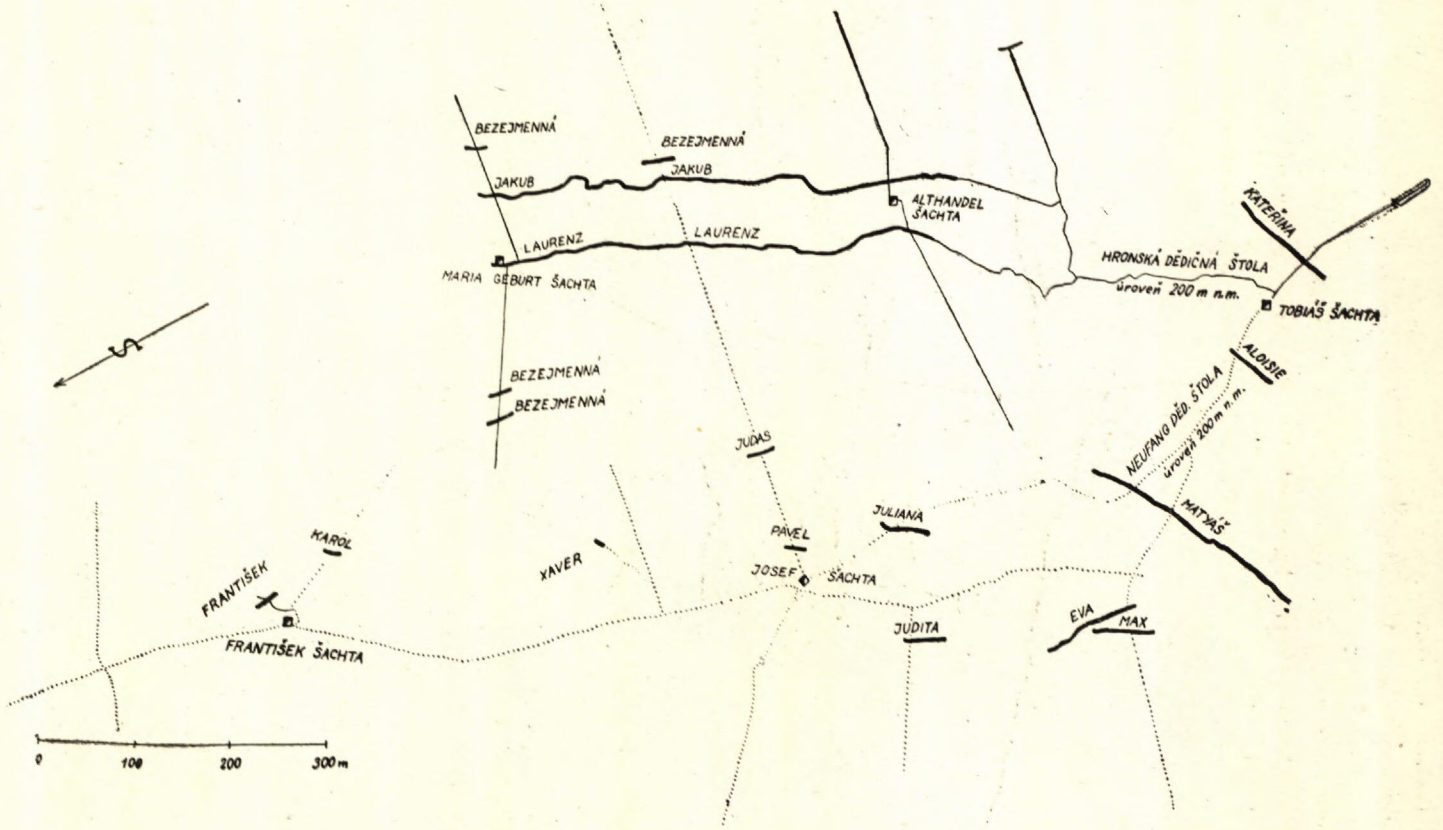
Kromě uvedených báňských prací jsou známy ještě šachty Kreuz, Jakl, Všech Svatých, Laurenz a Simon. Vzhledem k tomu, že šlo převážně o kutací a ne dobývací šachtice, nebyly do příloh této práce lokalizovány. Z téhož důvodu nebyly rovněž zakresleny štoly Teresie a obě Kreuz štoly. V blízkosti Hronu nacházela se dle mapy J. Lilla (11) žíla Reisenschuher; lokalizace opuštěných štol a kutací šachtice je však nejistá.



Obr. 1. Průběh rudních žil v úrovni hornických prací 250 m n. m. (dle starých důlních map a vlastních výzkumů sestavil St. Klír).

U obce Brehy byla bezejmenná štola ražena jižním směrem zhruba v úrovni 200 m n. m. a její odval je dnes dobře zjistitelný.

O kutacích pracech z let 1939—1943 v okolí Josef šachty nezachovaly se žádné archivní zprávy. V letech 1954 a 1955 byly v rudním revíru provedeny dva jádrové vrty situované v území mezi štolou Tříkrálovou a šachtou František. Jejich výsledky jsou zhodnoceny v předložené práci.



Obr. 2. Průběh rudních žil v úrovni hornických prací 200 m n. m. (dle starých důlních map a vlastních výzkumů sestavil St. Klír)

Ze starších autorů zabývali se geologickými poměry rudního obvodu F. Andrian (1866) a o rok později M. Lipold (1867). F. Andrian (1) popisuje geologické poměry jednoduše: novobanské údolí je ohraničeno na východě rhyolitem, na západě šedými trachyty, vlastní údolí pak vyplňují trachyty a rhyolitové tufy hojně impregnované pyritem. Za rhyolitové tufy pokládá propylitisovaný a hydrothermálně proměněný andesit. Pozoruhodný je výskyt rhyolitových tufitů, které F. Andrian zjistil z území Žarnovicou a Novou Baňou (1. c. obr. 7); jejich existence nebyla však blíže studována, neboť leží již mimo území rudního obvodu.

M. V. Lipold (12) se omezuje ve svém sdělení na stručný přehled rudních žil a jejich krátký popis; je zřejmé, že autor popisuje všechny hornické práce vždy z autopsie, takže i zde musíme předpokládat, že v novobanských dolech fáral. Popis bočních hornin, uvedený v jeho práci (1. c. str. 107 a 108) má proto značný význam pro geologickou rekonstrukci opuštěných báňských prací.

M. V. Lipold v citované práci uvádí, že boky žíly Josef tvoří rhyolit, zatím co boční horniny ostatních rudních žil novobanského pásma jsou tvořeny rhyolitovými tufy. Srovnáme-li popis rudních žil z práce M. V. Lipolda s popisem rhyolitových tufů z práce F. Andriana jen o rok starší je zřejmé, že rhyolitové tufy nejsou ničím jiným než hydrothermálně proměněným andesitem.

Ke zjištění existence zrudnění v rhyolitových tufech provedli jsme mikroskopický výzkum úlomků bočních hornin z některých vzorků uložených v Báňském Museu Dionýza Štúra v Banské Štiavnici (Jakub žíla — vz. č. 1684/14, Karel žíla — vz. č. 1684/35, Xaver žíla — vz. č. 1684/35, překop od Josef šachty ve vzdálenosti 155 m — vz. č. 4104/57). U vzorků ž. 1684/14 a 1684/35 podařilo se mikroskopicky zjistit relikty původní horniny, které svědčí průkazně na andesit. U vzorků č. 1684/34 a č. 4104/57 byly zjištěny pouze zbytky rozložených živcových vyrostlic a zbytky silně rozložené základní hmoty. Za neplně prokázané nutno považovat určení pyroxenů. I přes zřetelný hydrothermální rozklad možno konstatovat, že nejde o tufy. Tímto zjištěním považujeme klasifikaci F. Andriana a M. V. Lipolda za zcela objasněnou a v plné shodě s dalšími novými výzkumy v rudním obvodu.

Ze současných badatelů studoval novobanský rudný obvod J. Šalát (20). Zatím co mapovací část stejně jako mikroskopický laboratorní výzkum stojí na vysoké úrovni, trpí část ložisková zřetelným nedostatkem konfrontace s výsledky hornických prací.

J. Šalát (l. c.) za ekvivalentní vulkanickým horninám považuje následující pyroklastika v popředí od nejstarších erupcí k nejmladším: (1) aglomeráty a tufy pyroxenického andesitu, (2) aglomeráty a tufy amfibolicko biotitického andesitu, (3) rhyolitové aglomeráty a smolkové tufy. K uvedené sukcesi je třeba uvést

několik poznámek: podle vlastní práce J. Šalát a (l, c. str. 9) je nejisté postavení pyroxenicko-amfibolického andesitu starší erupční fáze, neboť při mikroskopickém výzkumu byly zjištěny amfiboly jen podřadně a z tmavých minerálů převládal zřetelně pyroxen. Dále je nejisté postavení šedého pyroxenického andesitu, neboť byl zjištěn pouze v aglomerátech (l, c. str. 15). Po provedení kontrolních tur v terénu souhlasíme se sukcesí předloženou J. Šalátem s tím, že nejstarší erupci tvoří pyroxenický andesit a že erupci šedého pyroxenického andesitu jako samostatnou vypouštíme.

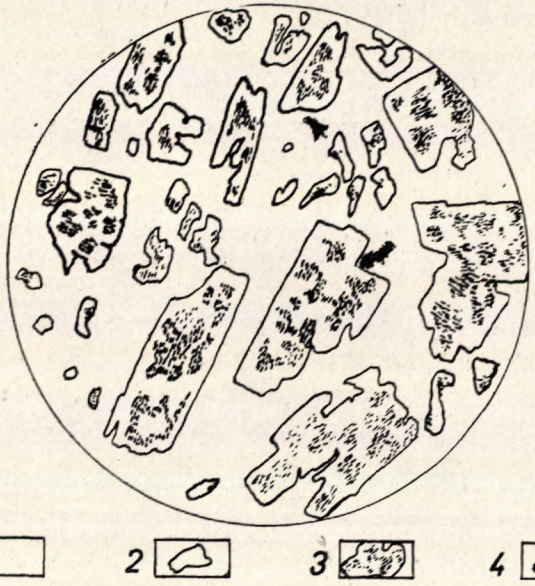
Pyroxenický andesit starší erupční fáze je hlavním eruptivem, vyplňujícím střední část rudního obvodu. Mikroskopicky byl tento andesit zjištěn na vzorku č. 4103/V ze sbírek Báňského musea Dionýsa Štúra v Banské Štiavnici, pocházejícím z překopu od Josef šachty. Pyroxenický andesit by rovněž identifikován na vzorku č. 1684/10 z *nadloží žíly Josef*. Vzorek je rovněž ze sbírek Báňského musea Dionýsa Štůra v Banské Štiavnici. Na vzorku je patrné prokřemenění, stejně jako na jiných mikroskopických zkoumaných vzorcích z haldy šachty Josef, které byly odebrány při posledním terénním výzkumu.

Vlastní prokřemenění jsme nově studovali; tvoří velmi zajímavé úkazy zejména na materiálech, které byly sesbírány při posledním terénním výzkumu na malé haldě u štoly sv. Ducha. Ve výbruse se vyskytuje jen jedna generace křemene, která je koncentrována převažně do původních živcových vyrostlic, kde laločnatě zatlačuje sericitisované živce. Tento typ prokřemenění je znázorněn na obr. 3. Zatlačování rozložených živců křemenem bylo zjištěno i na haldových materiálech z odvalu šachty Josef a ze staré haldy Tříkrálové štoly, většinou jsou však původní kontury plagioklasů vyplněny úplně křemenem. Mohli bychom tedy hovořit o *úplném* a *neúplném* prokřemenění; tyto názvy budeme v dalším pro uvedené silifikační proměny používat.

Pyroxenický andesit mladší erupční fáze J. Šalát (l. c. str. 4) považuje za samostatný typ zejména proto, že andesity této erupční fáze vytvářejí v území západně od Nové Baně samostatné proudy a příkrovy. Vzhledem k jejich lokální odlehlosti od střední části rudního obvodu nebyly andesity této erupční fáze postiženy hydrothermální proměnou. V území západně od Nové Baně se vyskytují amfibolicko-biotitické andesity jen v malém množství. S hlediska geologického a tektonického vývoje střední části rudního obvodu je možno andesity této erupční fáze považovat za nevýznamné.

Důležitou erupční fázi v rudním obvodu představují erupce rhyolitu. J. Šalát (l, c. str. 6 a l. c. str. 17) správně odlišil v této erupci dva typy: *červené rhyolity* a *šedé rhyolity*. K vymezení dvou samostatných erupcí rhyolitů nás vede několik okolností: šedé rhyolity jsou kyselejší než rhyolity červené (l. c. str. 18) a jsou tedy starší kyselejší erupcí; při rozboru odvalového materiálu štol Einigkeit, Františkovy a Tříkrálové (které podle starých důlních map byly hnány až do *podloží žíly Josef)* byly nalezeny jen šedé rhyolity; při mikroskopickém rozboru vzorků

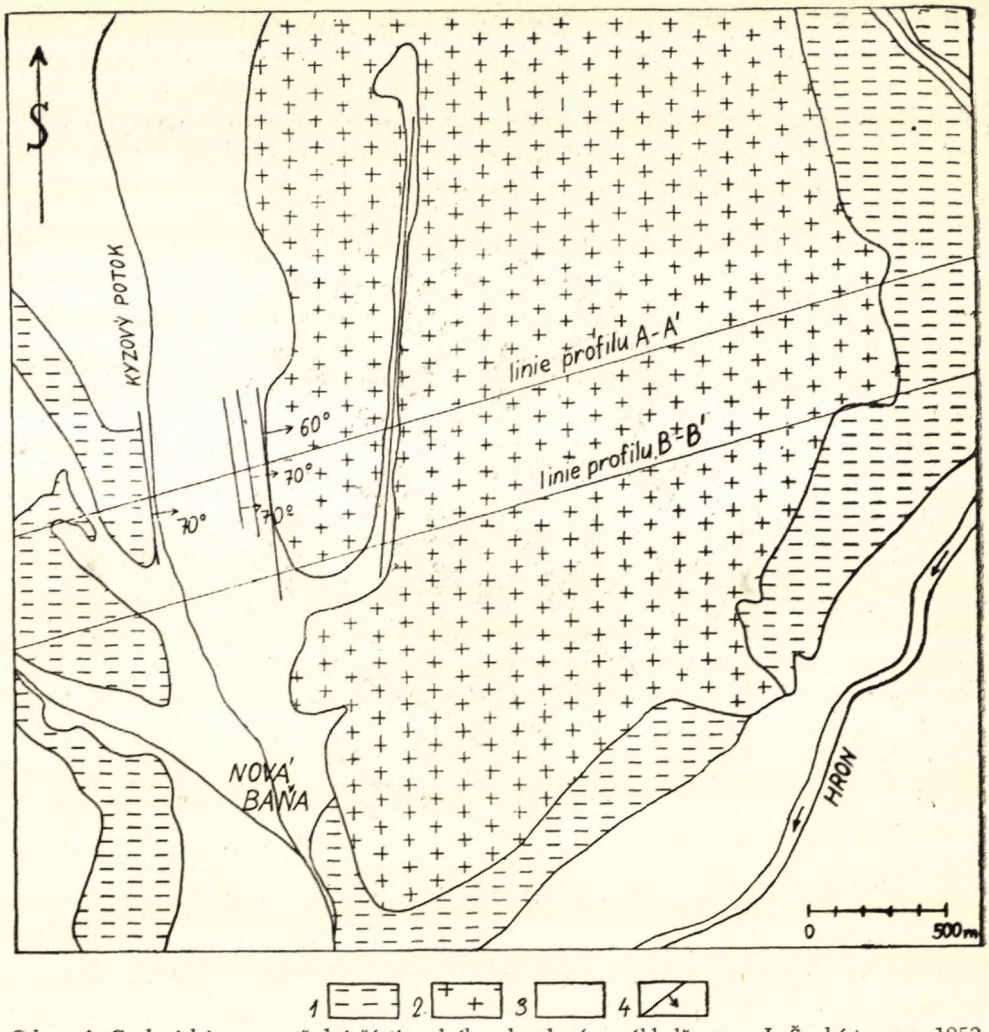
v metráži 4,00—17,00 m z vrtu NB 1 bylo zjištěno, že nejdříve byly provrtány červené rhyolity a teprve potom šedé rhyolity. I když nemůžeme s ohledem na příkrou sklonitost terénu vyloučit, že červené rhyolity pocházejí ze sutě, potvrzuje to pod erupcí červeného rhyolitu starší erupce šedého rhyolitu. Uvedeným vrtem NB 1 byl od 17,00 m navrtán již jen propylitisovaný pyroxenický andesit. Dacity byly zjištěny v SV části území mapovaného J. Šalátem (l. c., str. 7).



Obr. 3. Neúplné prokřemenění; 1 — rozložená základní hmota, 2 — vyrostlice křemene, 3 — zatlačování sericitisovaných živců křemenem, 4 — sulfidy.

K novobanskému rudnímu obvodu patří i výlevy alkalických čedičů u Brehů, které popsal F. Fiala (3). Toto území geologicky zmapoval v r. 1955 I. Krystek (9). Na základě mapy J. Šaláta a vlastních výzkumů byla sestavena geologická mapa střední části rudního obvodu (obr. 4).

Ve světle nových výzkumů E. Szádeczkého-Kardosse (19) třeba kriticky hodnotit přítomnost aglomerátových poloh v rudním obvodu. Vzhledem k neplně objasněnému vztahu aglomerátů k proudovým textúrám eruptiv nelze vyloučit domněnku, že část aglomerátových poloh představují pseudoaglomeráty, vzniklé z effusiv a subeffusiv selektivní hydrothermální proměnou. Ve střední části rudního obvodu byla tato otázka objasněna mikroskopickým výzkumem.



Obr. 4. Geologická mapa střední části rudního obvodu (na základě mapy J. Šaláta z r. 1953 a vlastních výzkumů sestavil St. Klír); 1 — pyroxenický andesit, 2 — červený rhyolit, 3 — hlíny, sutě, 4 — poklesové zlomy lokálně zrudnělé.

Charakter a typ zrudnění novobanského pásma

Jednotlivé rudní žíly popisujeme od východu k západu: Žíla Josef má směr zhruba h 1 s úklonem okolo 30° k západu. Vyřízena byla zejména z úrovně štoly Einigkeit; práce na úrovni Hronské dědičné štoly ji sice překřížily, podle nepatrného směrného sledování lze však předpokládat, že vyvinuté zrudnění nebylo významné. Jižní pokračování této žíly bylo krátce sledováno z úrovně štoly Františkovy. V nadloží této rudní žíly byl prokázán hydrothermálně rozložený

pyroxenický andesit [vzorek ze zbírek Báňského musea Dionýza Štúra č. 1684 (10), podle starých důlních map byly hornické práce v podloží zejména na úrovni štoly Einigkeit raženy v šedém rhyolitu (14); předpokládáme proto, že žíla Josef je vyvinuta alespoň lokálně na styku šedého rhyolitu s pyroxenickým andesitem]. Ze sbírek Báňského musea Dionýza Štúra byly popsány další vzorky: žilovinu (vzorky č. 1684/7 a 1684/8) tvoří šedý a modrošedý žilný křemen uzavírající zbytky kaolinisovaných a propylitisovaných hornin. Stoupové Ag-rudy jsou zřetelné na vzorku č. 1684/6 v silně brekciovité křemité žilovině s hojnými závalky pravděpodobně zlatonosného pyritu. Drobné tabulkové krystalky na vzorku č. 1684/5 byly určeny jako polybasit. Podle M. V. Lipolda (l. c. str. 107) tvořilo žílu Josef žilné pásmo v rozloženém rhyolitu s křemitou výplní, která obsahovala zlatonosné kyzy se vzácným antimonitem a řídkými výskyty Ag-rud. Po srovnání starých důlních map nemůžeme potvrdit názor M. V. Lipolda (l. c. str. 107), který uvádí příkřejší úklon. Je to způsobeno tím, že k žíle Josef nebyly počítány rudní polohy překřížené na úrovni Hronské dědičné štoly; při lokálním vývoji rudní žíly na styku rhyolitu s andesitem nelze vyloučit ani rychlou změnu úklonu. Největší dobývky na této žíle byly na úrovni štoly Einigkeit.

Žíla Jakub má směr rovněž h l a upadá příkřeji (od 45—70°) k západu Vyřízena byla především na úrovni Hronské dědičné štoly, ve vyšší úrovni byla překřížena a sledována hlavně na úrovni štoly Františkovy. Její severní pokračování na úrovni štoly Einigkeit bylo označováno jako „Feste Kluft" a podle nepatrného směrného sledování lze předpokládat, že k severu žíla vyklínila. Pozoruhodné je směrné odchýlení žíly Jakubovy, které bylo zjištěno směrným sledováním žíly na úrovni štoly Baptista. Žíla je směrně odchýlena o 20—25°, to nasvědčuje vikaraci. Vikarování rudních žil v štiavnickém rudním obvodu prokázali St. Klír a J. Zeman (8). Ze zbírek Báň. musea D. Štúra byl určen vzorek č. 1684/14 jako hydrothermálně rozložený andesit; tento vzorek pochází z blízkosti žíly nebo z brekcie andesitu v žilovině. Dále byly popsány další vzorky: žilovinu tvoří šedý křemen a červený celistvý jaspis, který nad křemenem výrazně převládá (vzorky č. 1684/14, 1684/15 a 1684/16). Pyritové žilky a závalky jsou hojnější v křemité žilovině, v žilovině jaspisové převládají impregnace. Minerály Ag-rud nebyly na uvedených vzorcích zjištěny. V bočních horninách (šedý rhyolit) bylo zjištěno typické vybělení obklopující žilky Ag-rud a pyritu na jemných puklinách (vzorek č. 1684/17). Na vzorcích č. 4107/60 a 4108/67 byly určeny ploché vějířkovité agregáty jako antimonit. Podle M. V. Lipolda (l. c. str. 107) byla žilná výplň tvořena soustavou zrudnělých puklin, které byly vyvinuty v rozdrceném rhyolitu. Mocnost žilného pásma byla značná. Žilovina byla křemitá, místy měla rohovcovitý, místy opálovitý vzhled. V žilovině byl zjištěn pyrit (většinou zlatonosný), chalkopyrit, proustit, pyrargyrit, stefanit, antimonit a auripigment. Vývoj žíly popisuje M. V. Lipold jako čočkovitý. Zdánlivý rozpor v popisu vývoje rudní žíly tkví v našem zjištění, že v blízkosti žíly tvoří boční horniny jak rhyolit

(vzorek č. 1684/17) tak andesit (vzorek č. 1684/14). Rudní žíla je však dle našich předpokladů vyvinuta v obou horninách a stejně jako žíla Josef i na jejich rozhraní. Bližší osvětlení genese viz v kap. o tektonickém vývoji rudních žil. Největší dobývky na této žíle byly na úrovni Hronské dědičné štoly. Podle úklonů Jakub a Josef je zřejmé, že pod úrovni Hronské dědičné štoly se obě rudní žíly spojují v jednu. Žílu Jakub s ohledem na větší mocnost a vývoj zrudnění ve více rudotvorných fázích považujeme za hlavní, žílu Josef za její odžilek.

Žíla Laurenz má rovněž směr h 1 a upadá zhruba pod 70° k východu. Vyřízena byla pravděpodobně v celé směrné délce na úrovni Hronské dědičné štoly v úseku mezi šachtami Althandel a Maria Geburt. Ve vyšší úrovni byla překřížena a sledována především na úrovni štoly Einigkeit, s ohledem na krátké směrné sledování nebylo zde zjištěné zrudnění pravděpodobně významné. Nad úrovni štoly Einigkeit byla žíla Laurenz sledována rovněž s malým úspěchem na úrovni Tříkrálové štoly, kde se jí dostalo označení žíla Sauberer. Na úrovni štoly Františkovy byla žíla Laurenz překřížena, krátce směrně sledována a byla označena jako žíla Teresie II. Ze zbírek Báňského musea Dionýza Štůra byly popsány vzorky žiloviny, tvořené bílým poněkud pórovitým křemenem (vzorky č. 1684/24. 1684/25 a 1684/26). V brekciích křemité žiloviny je hojný pyrit (vzorek č. 1684/23), který byl zjištěn i v žilovině (vzorek č. 1684/23) ve formě drobných žílek a impregnací. Na vzorcích 1684/21 a 1684/22 byl určen jehličkovitý antimonit. Největší dobývky na této žíle byly na úrovni Hronské dědičné štoly. Žíla Laurenz byla sledována do hloubky (pod úrovni Hronské dědičné štoly) a vyřízena třemi hlubokými obzory z šachty Althandel. Bylo to pravděpodobně ovlivněno větším obsahem zlatonosného pyritu v žilovině, který zdůrazňuje M. V. Lipold. Překřížení žíly Laurenz na III. hlubokém obzoru, kdy byla zajištěna slabá kovnatost žíly v hloubce, bylo přímou poslední příčinou zastavení dobývání v rudním revíru Nové Baně v r. 1887.

Na úrovni štoly Einigkeit překřížená a krátce směrně sledovaná žíla Tříkrálová pokračuje dále k jihu a odpovídá na úrovni štoly Františkovy překřížené a krátce směrně sledované žíle Teresie I. Žíla Tříkrálová byla rovněž překřížována v úrovni štoly Františkovy, kde byly větší dobývky. Žilná výplň obou žil podle haldového materiálu a dosud přístupných směrných prací na Tříkrálové štole odpovídá výplni žíly Laurenz. Zejména na základě rudního obsahu žil a jejich průběhu předpokládáme, že na úrovni Hronské dědičné štoly významná a mocná žíla Laurenz se blíže k povrchu rozmrštila na dvě žíly, z nichž jedna je označována jako žíla Laurenz, Sauberer a Teresia II a druhá jako žíla Tříkrálová a Teresia I.

Žíla Alžběta má rovněž směr h 1 a její úklon není dnes znám. Vyřízena byla zejména na úrovni štoly Einigkeit, v hloubce jí pak odpovídá patrně jen nevýznamné zrudnění zjištěné na úrovni Hronské dědičné štoly. Podle toho vy-

chází sklon žíly na 60° s úklonem k východu. Pokračování žíly Alžběta k jihu není známo. Ze zbírek Báňského musea Dionýza Štúra byl popsán vzorek žiloviny (vzorek 1684/30), kterou tvoří šedý křemen, místy silně brekciovitý (vzorek č. 1684/31). Pyritové impregnace jsou na obou vzorcích hojné. Podle M. V. Lipolda (l. c. str. 107) výplň žíly Alžběta je shodná s výplní žíly Laurenz. Dobývky jsou známy na úrovni štoly Einigkeit.

Z ostatních drobných žil se sluší jmenovat žíly Viktorie (známá ze štoly Einigkeit) a ostatní překřižované Neufang dědičnou štolou jako Karol (jejíž výplň dle vzorků č. 1684/36 a 1684/37 ze zbírek Báňského musea Dionýza Štúra tvoří silně kaolinisovaná a propylitisovaná hornina proniknutá pyritovými impregnacemi), Xaver (podle vzorku č. 1684/34 tvoří výplň rovněž propylitisovaná hornina s pyritovými impregnacemi), Judas, Pavel, Juliana, Judita, Eva, Max, Matyáš, Aloizie a Kateřina, z nich poslední je překřižována Hronskou dědičnou štolou. M. V. Lipold hovoří o všech těchto žilách jako o zrudnění puklin (l. c. str. 108), což plně potvrzují popsané vzorky žil Karol a Xaver.

Mimo vlastní střed rudního obvodu vyskytují se tři rudní žíly: Freischurf, nejsevernější novobanská žíla v území zvaném „Neufang" je dle M. V. Lipolda (l. c. str. 108) směru h 1 ½ a téměř příkrého úklonu; byla překřížena v úrovni Neufang dědičné štoly. Ze zbírek Báňského musea Dionýza Štúra byl popsán vzorek č. 1684/4, který představuje křemitou žilovinu silně prošlehanou pyritovými žilkami. Přítomny jsou i jemné lité impregnace pyritu. Vzácněji byly na vzorcích č. 1684/38, 1684/39 a 1694/40 nalezeny i stoupové Ag-rudy v drobných žilkách a impregnacích. Dobývky na této žíle nejsou známy.

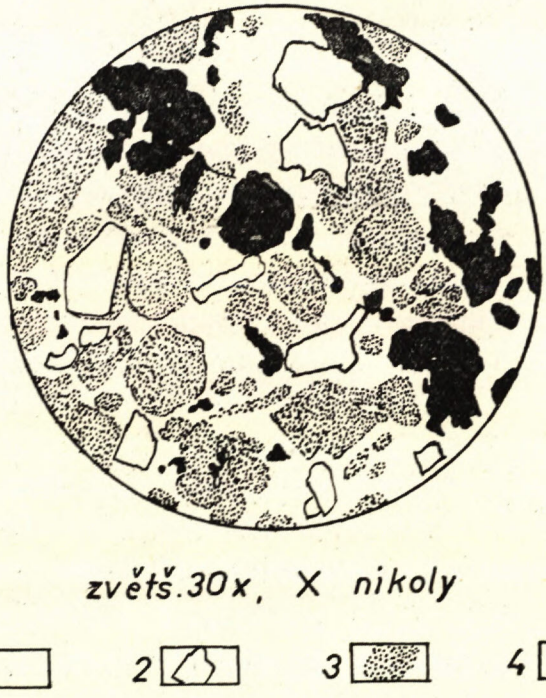
Žíla Reisenschuher byla dobývána v blízkosti Hronu a již M. V. Lipold (l. c. str. 108) uvádí, že byla dobývána starci a že dobývání přestalo zatopením prací pod úrovní Hronu. Tuto žílu se nám nepodařilo lokalisovat, ani identifikovat haldový materiál. Vzorky v Báňském museu nejsou.

Bezejmená žíla u obce Brehy projevila se jen zavaleným ústím štoly, jejíž směr lze dnes odhadnout na h l. Podle odvalového materiálu byla žilná výplň křemitá s vtroušenými sulfidy (pyrit, galenit, chalkopyrit). Tuto žílu považujeme za nejjižnější rudní žílu v novobanském rudním obvodu.

Zajímavý vzorek žiloviny jsme nalezli na haldě šachty Josef. V žilovině se kromě sulfidů vyskytují většinou zaoblené úlomky hydrothermálně rozloženého andesitu a křemen ve dvou generacích: starší generaci tvoří velké vyrostlice křemene, mladší generaci jemnozrnná opálovitá hmota tmelící starší generaci křemene s brekciovitými úlomky bočních hornin. Přínos rudních minerálů je vázan na mladší generaci křemene. Uvedený vývoj je znázorněn na obr. 5. Jde asi o výplň žíly Jakub vzhledem k přítomnosti dvou generací křemene.

Na základě studia žilných výplní se domníváme, že v novobanském rudním

obvodu jsou vyvinuta dvě hlavní pásma. Za starší z nich považujeme k západu upadající žílu Jakub s odžilkem Josef, kde je vyvinuta více než jedna generace křemene a jsou přítomny sulfidy barevných kovů i zlatonosný pyrit. Sulfidy barevných kovů přirazujeme starší rudotvorné fázi, zlatonosný pyrit mladší rudotvorné fázi. Obě rudotvorné fáze jsou pravděpodobně časově odděleny a mezi nimi došlo k erupční fázi. Za mladší považujeme k východu upadající pásmo žíly Laurenz s popsaným rozmrštěním a paralelní žílu Alžběta. Na těchto žilách je vyvinuta jen jedna generace křemene a zlatonosný pyrit mladší rudotvorné fáze. Domníváme se, že toto žilné pásmo vzniklo až po předpokládané erupční fázi.



Obr. 5. Žilná výplň s dvěma generacemi křemene. 1 — mladší generace křemene, 2 — starší generace křemene, 3 — brekciovité úlomky pyroxenického andesitu, 4 — sulfidy.

Podle A. Helkeho (4) z r. 1938 rozdělení rudních ložisek v mladých vyvřelinách zařazujeme pásmo žíly Laurenz k formaci s makroskopicky nezřetelným zlatem (l. c. str. 21) a pásmo žíly Jakub k formaci chudé zlatem s Pb, Zn, Cu (l. c. str. 25).

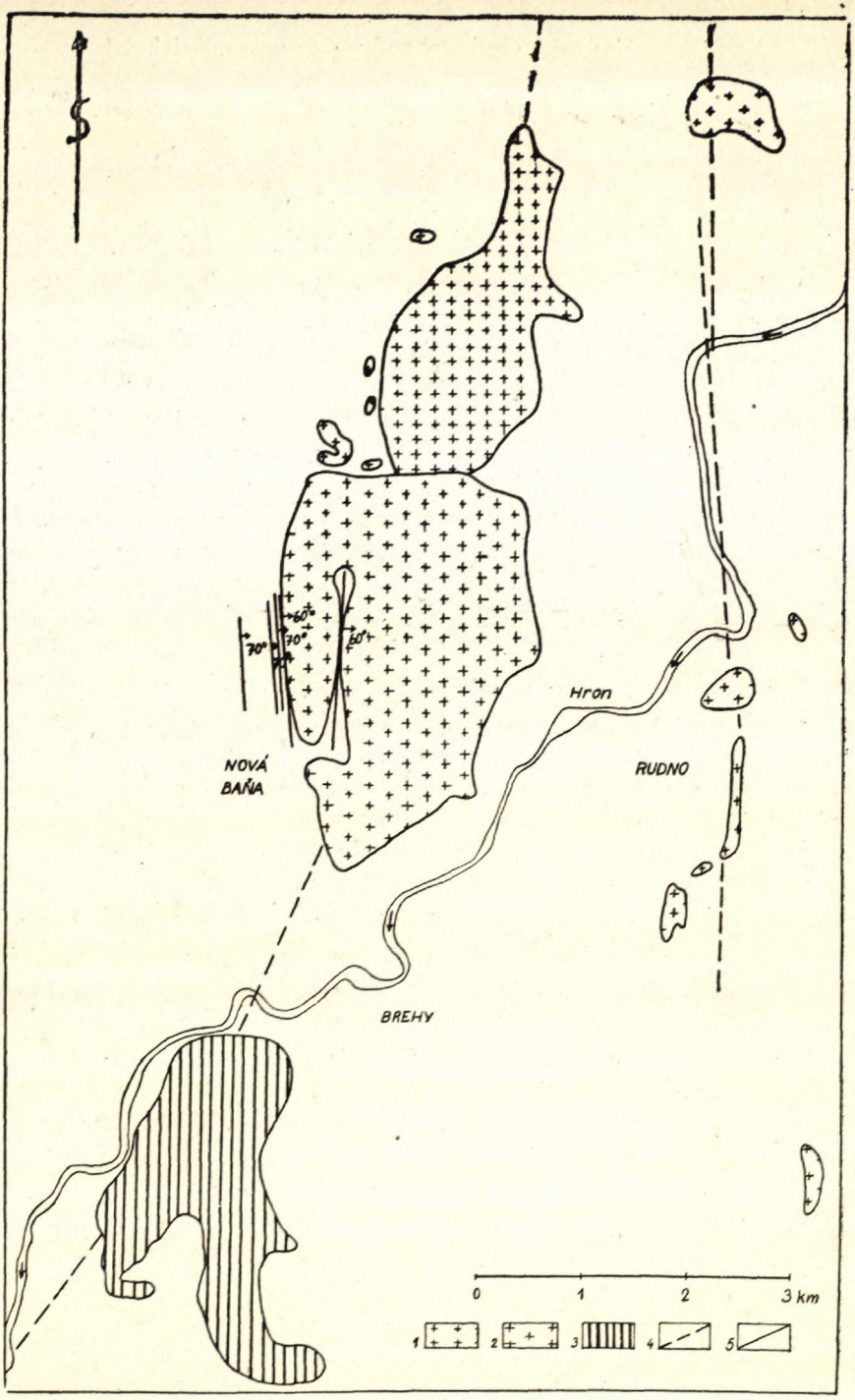
Tektonický vývoj rudního obvadu a genese rudních žil

Tektonika rudního obvodu u Nové Baně je v úzké spojitosti se západním okrajovým zlomem hronské kotliny svätokrižské, který začíná být morfologicky patrný na levém břehu Hronu u obce Bzenica a postupuje odtud přes koty Pod Žjarom a Dúbrava k severu. Podle geologické mapy hronské kotliny svätokrižské, sestavené v r. 1923 R. Kettnerem (7), je zřetelné, že největší výška skoku tohoto zlomu je při jižním ukončení kotliny v prostoru Bzenica—Pod Žjarom, zatím co k severu se výška skoku relativně zmenšuje. Uvedený zlom pokračuje ještě několik kilometrů jižněji, kde predisponuje tok Hronu, a posléze vyznívá. V tomto úseku na jih od obce Bzenica probíhá pravděpodobně mladší zlom, kterým je podmíněn severojižní tok Hronu v délce asi tří kilometrů mezi obcemi Žarnovica a Brehy. Tento zlom není příliš výrazný a patří mezi zlomy nižších řádů. Přesto však se stal přívodnou cestou rhyolitových erupcí, které západně od obce Rudno nabývají až podoby žil. Rhyolity tvoří koty Kožený vrch, Na salaši (východně od Rudna), Husávovská a Kozí chrbát. Předpokládaný průběh je schematicky zakreslen na obrázku 6 (str. 158).

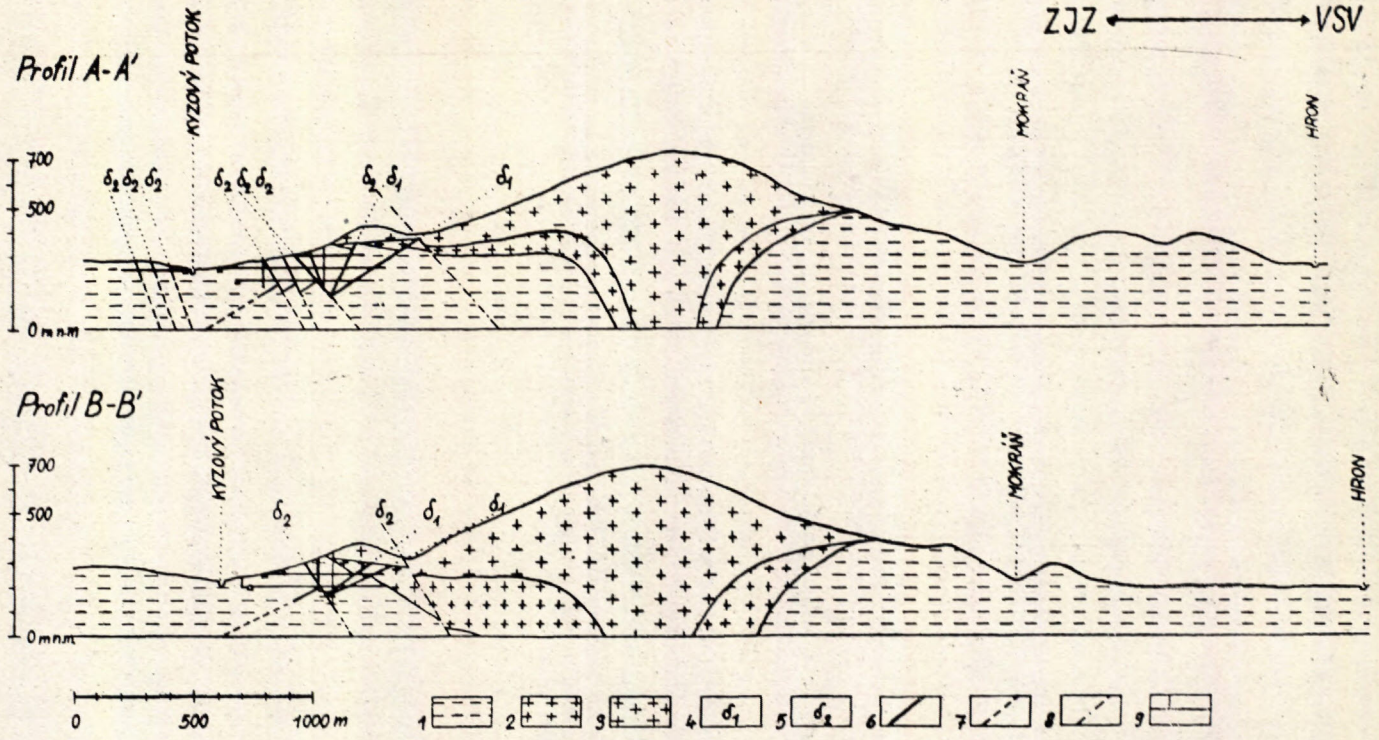
Západně od tohoto zlomu v území mezi obcemi Žarnovica, Nová Baňa a Brehy probíhá velký zlom, který je třeba stejně jako okrajový zlom hronské kotliny svätokrižské přiřadit ke zlomům prvního řádu. Tato hluboká jizva S—J směru byla přívodnou cestou neovulkanitů nejmladší erupční fáze. Obdobu je vidět při severním pokračování hronské kotliny svätokřižské a zejména u doprovodných zlomů při jejím východním omezení, kde vystoupily rovněž výrazné rhyolitové erupce. Výlevy rhyolitů jsou v tomto území v úzké spojitosti s menšími čedičovými erupcemi a obojí přísluší nejmladší erupční fázi. Výlevy této erupční fáze je třeba klást do souvislosti s velkou poklesovou tektonikou svätokrížské kotliny a časově zařadit do údobí, v němž nastalo vyrovnávání tlakových a tahových sil v zemské kůře při vzniku tektonické pánve. Stejná je i spojitost s výlevy rhyolitů a čediče v okolí Nové Baně. Průběh okrajového zlomu až do tohoto území nezasahuje, neboť došlo k směrovému odchýlení.

Sledujeme-li celé tektonické pásmo z území na jih od Nové Baně až k severnímu okraji hronské kotliny svätokrižské u Nové Lehoty, netvoří tento mnohokilometrový úsek jeden, ale více zlomů, projevujících typickou vikaraci ve smyslu F. X. Schaffera (16, l. c. str. 128). Nejvýznamnější je pak v tomto tektonickém pásmu jižní zlom mezi obcemi Brehy a Žarnovica a severní zlom, který je západním okrajovým zlomem tektonické pánve.

Jižní zlom mezi obcemi Žarnovica a Brehy táhne se z území západně Žarnovice (kota Drienče) na jih na kotu 730 (vrch Himmelreich) a do území jihozápadně od obce Brehy na Babín vršok. Tento zlom byl přívodnou cestou neovulkanitů nejmladší erupční fáze v novobanském rudním obvodu. Nejstarší vyvřelinou v této erupční fázi je šedý rhyolit, který západně od obce Žarnovica vystupuje



Obr. 6. Strukturní mapa mladší erupční fáze v rudním obvodu (na základě mapy J. Šaláta z r. 1953, I. Krystka z r. 1955 a na základě vlastních výzkumů sestavil St. Klír); 1 — šedý rhyolit, 2 — červený rhyolit, 3 — alkalický čedič, 4 — předpokládaný průběh starých strukturně významných zlomů, 5 — mladé poklesové zlomy lokálně zrudnělé



Obr. 7. Geologické profily sestavené na základě mapy J. Šaláta z r. 1953, starých důlních map a z vlastních výzkumů St. Klíra; 1 — pyroxenický andesit, 2 — šedý rhyolit, 3 — červený rhyolit, 4 — starší poklesy, 5 — mladší poklesy, 6 — rudní výplň na poklesových zlomech 7 — vyhluchnutí rudní výplně na poklesových zlomech v hloubce, 8 — poklesy s dosud nezjištěným zrudněním, 9 — průměty důlních prací

ve velkém tělese tvořícím kotu Drienče; jižněji odtud upadá pod mladší erupci červeného rhyolitu. Šedý rhyolit byl navrtán v okolí Nové Baně a je znám také ze vzorků pocházejících z opuštěných hornických prací. Mladší erupce červeného rhyolitu tvoří v území východně od Nové Baně výrazný hřbet severojižního směru, jehož vrchol tvoří kota 730 m n. m. Čedič v okolí obce Brehy je nejjižnější erupcí a jeho vztah k oběma rhyolitovým erupcím nelze blíže určit.

V blízkém okolí Nové Baně došlo mezi erupcemi šedého a červeného rhyolitu k tektonickým pohybům po jižním zlomu, které měly převážně poklesový ráz. Tyto poklesy mají S—J směr a upadají k západu. Budeme je označovat jako *starší poklesy*, neboť po erupci červeného rhyolitu došlo ke vzniku dalších poklesů rovněž severojižního směru, které však upadají k východu. Tyto poklesy budeme označovat jako *mladší*. Podle určení vzorků ze sbírek Báňského musea Dionýza Štúra je v nadloží odžilku Josef (který je nejvýchodnější žilou novobanského rudního obvodu) vyvinut hydrothermálně rozložený pyroxenický andesit. V podloží této žíly je šedý rhyolit. Podle důlních map, sestavených před opuštěním dolů (14), byl andesit v nadloží a rhyolit v podloží rudních žil zjištěn dvakrát: u odžilku Josef i u žíly Jakub. Toto tektonické opakování je způsobeno poklesy o západním úklonu (starší poklesy). Tyto poklesy jsou zrudnělé a jejich průběh je totožný s odžilkem Josef i žilou Jakub. Existenci starších poklesů potvrzuje i zjištění, že obě žíly v hloubce končí na pásmu žíly Laurenz, která je první žilou ukloněnou k východu, neboť při ražení hlubokých pater z Althandel šachty byla sledována jen žíla Laurenz, zatím co tyto rudní žíly (spojené již jen v žílu Jakub) byly překříženy již na úrovni Hronské dědičné štoly jako bezejmenné rudní žíly se západním úklonem a jejich zrudnění v hloubce nebylo proto nalezeno (14). Mladší poklesy, které mají S—J směr a upadají k východu, porušují pásmo žíly Jakub a jsou rovněž zrudněny; jejich průběh je totožný s průběhem všech ostatních novobanských rudních žil upadajících k východu. Nejvýchodnější z těchto poklesů klademe do strmého údolí, které odděluje hlavní hřeben koty 730 m n. m. od nízkého hřebene východně od Nové Baně.

Vývoj pásma žíly Jakub, předisponovaný průběhem staršího poklesového zlomu, odpovídá této tektonické koncepci, neboť na žíle Jakub i odžilku Josef jsou vyvinuty dvě rudotvorné fáze. Naproti tomu na pásmu žíly Laurenz (tj. na zrudnělém mladším poklesovém zlomu) stejně jako na ostatních novobanských žilách upadajících k východu byla zjištěna pouze jedna rudotvorná fáze.

Z toho usuzujeme, že oba systémy poklesů jsou zrudněny; starší poklesy pak oběma rudotvornými fazemi. Rovněž vývoj brekcií na rudních žilách dobře potvrzuje zrudnění poruchovým pásmem. Na vikarování rudních žil bylo upozorněno již v jejich popisu. Tektonický vývoj rudních žil je znázorněn na geologických profilech na obr. 7.

Sukcese erupcí a vznik rudních žil jsou začleněny do celkového tektonického vývoje rudního obvodu takto:

mladší erupční fáze	erupce šedého rhyolitu
mladší tektonická fáze	starší poklesy
první rudotvorná fáze	vývoj zrudnění na pásmu žíly Jakub s odžilkem Josef
mladší erupční fáze	erupce červeného rhyolitu a snad i čediče
mladší tektonická fáze	mladší poklesy
druhá rudotvorná fáze	vývoj zrudnění na všech žilách rudního obvodu včetně těch, na nichž došlo ke vzniku rud již v první rudotvorní fázi.

Je pravděpodobné, že významnou úlohu při vzniku rudotvorných fází stejně jako při diferenciaci rhyolitových erupcí hrála pulsace subvulkanického erupčního centra.

Otázka kovnatosti novobanských rud

Podrobný rozbor kovnatosti dobývaných novobanských rud za leta 1777—1887 podal A. Bergfest (2). Jedná se v podstatě o sumarizované výpisy, které podle jednotlivých let uvádí náklady provozu dolů, výrobu zlatostříbra a zisk či ztrátu v přepočtu na rakouský zlatý. Sumarizace je provedena za celé těžařstvo, není ji dobře možno rozdělit na jednotlivé žíly a intensita dobývání na jednotlivých žilách není zřejmá ani ze starých důlních map. Z faktického materiálu sneseného A. Bergfestem (l. c. str. 56—68) vysvitá prvně zcela jasně, že dobývání mělo jen malý rozsah. Průměrná výroba zlata činila ročně 13 kg a jen výjimečně stoupla na 20—25 kg. Tyto nepříznivé výsledky nutily rok od roku k omezování provozu. A. Bergfest (l. c. str. 74) propočetl podrobně sumář výroby za rok 1887 a zjistil, že dobývaná rudnina obsahovala 0,07 g/t Au a 7 g/t Ag. A protože v témže roce překřižování žíly Laurenz v hloubce nepřineslo očekávaný výsledek, došlo s ohledem na nízkou kovnatost žil k zastavení těžby.

Otázka kovnatosti žije však ve zcela jiném světle v tradici starého horního města Nové Baně. Je přirozeno, že nejdéle se uchovaly zprávy nafárání bohatých partií (i když se tak dělo jen krátkodobě), zatím co léta, v nichž doly živořily, jsou rychle zapomenuta. Odtud pramení dozajista snahy dnešních potomků novobanských havířů, kteří usilují o obnovu dolů.

Výrazem jejich snahy v posledních letech bylo zejména šetření provedené pracovníky VŠB v Ostravě (5). Výzkum byl tehdy soustředěn zejména na Tříkrálovou štolu a na odval šachty Josef. Výsledky analys odebraných vzorků jsou uvedeny v přehledné tabulce, do níž jsme zanesli i výsledky analys vzorků odebraných na stejných místech při námi provedeném výzkumu:

ozn. vz	Au g/t	Ag g/t	lokalisace	Au g/t	Ag g/t	ozn. vz. ÚVR
1.	146,3	2,1	Tříkrálová štola chodba 192,5 m	0,4	7	8/1
2.	232,1	3,8	Tříkrálová štola křemenná žíla u stropu v 192,5 m			
3.	52,4	2,7	Tříkrálová štola černá zemina u počvy v 192,5 m			
4.	26,2	0,2	Tříkrálová štola pyrit v 188,5 m od ústí	4,7	13	8/3
5.	57,8	2.7	Tříkrálová štola pyritová žíla v 222,0 m	0,4	7	8/2
6.	70,2	0,8	Tříkrálová štola křemenná žíla v 260,0 m			
7.	27,8	1,6	Odval šachty Josef kusový křemen se žlutými výkvěty	1,3	7	10

Rozdíly jsou tak značné, že budí podezření, zda k analysám nebyly odeslány obohacené vzorky. Analysy vzorků z námi provedeného průzkumu se však shodují s výsledky archivního průzkumu, který byl proveden pro léta 1777—1887.

V námi odebraných vzorcích byl dále sledován obsah:

Ozn. vz. ÚVR	Fe %	S spal. %	S celk. %
8/1	10,50	9,71	11,05
8/3	2,48	0,84	1,02
8/2	8,21	9,29	10,33
10	3,67	2,39	2,95.

Podle těchto analys nelze hovořit ani o kovnatosti, která by odpovídala pyritovým výskytům přicházejícím v úvahu pro další průzkum. Podle lokalisací z Tříkrálové štoly patří žilné pásmo, z něhož byly vzorky odebrány, žíle Laurenz (zvané dle starých důlních map na úrovni Tříkrálové štoly žilou Sauberer). Analysy námi uváděné provedla analytická laboratoř Ústavu pro výzkum rud v Praze.

Výsledky spektrálních analys

Jako podklad k dalšímu možnému geochemickému výzkumu v rudní oblasti uvádíme výsledky spektrálních analys. Podmínky provedení: Spektrograf Q 24, gener. PS 39, el. podmínky: stř. obl. 4—5 A, elektrody C-ČKD Stalingrad, vzdál. elektrod 3 mm, clony T 10—5, diafr. 5, kom. 1 · 15, štěrbina 0,003 mm, fotomateriál foma s. o., exposice 45 sec., předj. O. Spektrální analysy provedl Ústav pro výzkum rud v Kutné Hoře a vyhodnotil je J. Litomiský (13).

Ve spektrálních analysách jsou pozoruhodné zejména obsahy Li, Co, Ni, Mo, Sn a Hg, které (kromě Co a Hg) byly zachyceny i v propylitisovaných horninách. Svědčí to o tom, že novobanský rudní obvod by si zasluhoval nového systematického geochemického zpracování.

Tabulka chemismu žilovin na základě semikvantitativního vyhodnocení spektrálních analys

Č. sp. a.	Li	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Ga	As	Sr	Mo	Ag	Sn	Sb	Ba	W	Hg	Pb
12357		—	—	o	0	o	—	+	—	—	—	o		—	+	?	—			—	—		?	—	—		—
12369	?	+	+	0	0	0	—	o	+	+	—	o	?	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—		—
12350		+	—	o	0	0	—	+	—	—	—	0	—	—	+	—	—	o		—	—	—	o				—
12361	—	—	—	+	0	o	—	+	—	—	—	o		?	—	—	—	+			—					—	—
12351			—	—	0		—	—		—	—	o		—	—	—					—		—				—
12358			—	—	0		—	?		+	—	0		—	+	o	?			?	—						—
12349	—	—	—	o	0	0	—	+	+	—	—	o		?	—	—	—				—						—
12355			—	—	0		—	—		—	—	o			—	—		+			—		+				—
12362	—	+	—	o	0	0	—	+	—	+	—	0	—	—	—	—	—		—	—	—			—			—
12365		?	—	+	0		—	+	—	—	—	o		—	—	—		?			—			—			—

Seznam vzorků:

Č. sp. analysy:	lokalizace:
12.357	nadložní Sauberer žíla, Tříkrálová štola
12.369	Sauberer žíla, Tříkrálová štola
12.350	podložní Sauberer žíla, Tříkrálová štola
12.361	Tříkrálová žíla, Tříkrálová štola
12.351	křemitá žilovina, odval štoly u obce Brehy
12.358	křemitá žilovina, odval štoly sv. Ducha
12.349	křemitá žilovina, odval šachty Josef
12.355	křemitá žilovina, odval šachty Josef
12.362	křemitá žilovina, odval šachty Josef
12.365	křemitá žilovina, odval šachty Josef

Tabulka chemismu bočních hornín na základě semikvantitativního vyhodnocení spektrálních analys

Č. sp. a.	Li	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Mo	Ag	Sn	Ba	W	Pb
12364		—	—	+	0		—	+	+	—	—	+		—	—	—							—
12359	—	+	—	+	0	0	—	+	+	—	—	o	—	—	?	—	+		—				—
12368	—	o	—	0	0	0	+	—	—	+	—	o	—	—	?	—			—		—		—
12356	—	o	—	0	0	0	—	—	—	o	—	o	—	—	?	—			—		—		—

Seznam vzorků:

12.364 — nadloží Sauberer žíly, Tříkrálová štola; 12.359 — jalovina v žilné brekcii, odval u obce Brehy; 12.368 — jalovina v žilné brekcii, odval štoly sv. Ducha; 12.356 — žíla železitého křemene, rhyolitový lom „Háj".

Vysvetlivky: 0 podstatné; o vedlejší; + podřadné; — stopové; ? problematické.

Závěr

Rudní obvod u horního města Nové Bani rozkládá se na obou březích Hronu mezi městem Nová Baňa a obcí Brehy v okrese Nová Baňa. Počátky dolování je třeba klásti do třináctého století, v r. 1887 bylo dobývání zastaveno, neboť v posledních sto let pracovaly doly se ztrátou a vyřízení nadějné žíly Laurenz v hloubce s nízkou kovnatostí zklamalo poslední naděje v to kladené.

Nejrozšířenější horninou v rudním obvodu je pyroxenický andesit, který přísluší starší erupční fázi. V centru rudního obvodu, kde se pohybovaly důlní práce, je silně hydrothermálně rozložen. Z hornin mladší erupční fáze je znám šedý rhyolit, který tvoří starší erupci ponořenou pod další mladší erupcí červeného rhyolitu. K mladší erupční fázi patří rovněž čedič u obce Brehy.

Rudní žíly tvoří dvě hlavní žilná pásma, a to pásmo žíly Jakub s odžilkem Josef a pásmo žíly Laurenz s rozmrštěním v žílu Tříkrálovou a Sauberer a s paralelními žilami, z nichž nejvýznamnější je žíla Alžběta. Pásmo žíly Jakub je charakterisováno vývojem dvou rudotvorných fází, a to pravděpodobně starší fáze sulfidických rud a mladší fáze zlatonosného pyritu. Pásmo žíly Laurenz je tvořeno v naprosté převaze jen zlatonosným pyritem, je tedy zrudněno jen mladší rudotvornou fází.

Žilná pásma byla předisponována zlomy: pásmo žíly Jakub je vyvinuto na starších poklesech, které mají západní úklon a vznikly při tektonickém neklidu po erupci šedého rhyolitu. Zrudněním mladších poklesů východního úklonu došlo k vývoji pásma žíly Laurenz již po erupci červeného rhyolitu. Pásmo žíly Jakub je tektonicky porušováno pásmem žíly Laurenz.

Podle charakteru zrudnění novobanských žilných pásem zařazujeme pásmo žíly Jakub k formaci chudé zlatém s Pb, Zn, Cu a pásmo žíly Laurenz k formaci s makroskopicky nezřetelným zlatem.

Průběh severojižního zlomu, na němž došlo k erupcím mladší erupční fáze (šedý a červený rhyolit a čedič) třeba klást do souvislosti se západním okrajovým zlomem hronské kotliny svätokrižské, a tento zlom náleží bezesporu do tektonického pásma prvního řádu.

LITERATURA

[1] Andrian., 1866: Das südwestliche Ende des Schemnitz-Kremnitzer Trachytstockes; Abh. d. k. u. k. Geol. Reichsanstalt, Wien — [2] Bergfest A., 1955: Baníctvo v Novej Bani; Ústredný banský archív, Banská Štiavnica. — [3] Fiala Fr., 1952: Alkalické čediče (basanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehů u Nové Baně na Slovensku; Sborník Národního musea, Vol. VIII, B, Praha. — [4] Helke A., 1938: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes, Berlin. — [5] Jirkovský J., neudáno: Analysy rudních vzorků z Nové Baně; VŠB,

Ostrava. — [6] Karte über den Königsberger Althandler Dreykönig und Franz Theres Stollner Grubenbau (před r. 1887, měř. 1:2500). — [7] Kettner R., 1928: Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svätokrižské; Rozpravy II. tř. Čes. akademie, roč. XXXVII. — [8] Klír St. — Zeman Jar., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnickohodrušském rudním obvodu, Věstník ÚÚG, XXX. — [9] Krystek I., 1955a: Podrobné geologické mapování, tektonika, petrografie, stratigrafie — Nová Baňa; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [10] Krystek I., 1955b: Přešetření starých báňských prací ložiska Nová Baňa; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [11] Lill J., 1776: Báňská mapa, měř. 1:6330. — [12] Lipold M. V., 1867: Der Goldbergbau von Königsberg in Ungarn; Jhb. d. k. u. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [13] Litomiský J., 1955: Spektrální analysy z lokality Nová Baňa; Ústav pro výzkum rud, Kutná Hora. — [14] Pech A., 1879: Jelentése a selmeci és diósgyöri kerületben; Archiv ÚBA. — [15] Pošepný Fr., 1867; Zur Entstehung der Quarzlager; Jhb. d. k. u. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [16] Schaffer F. X., 1922: Lehrbuch der Geologie, Bd. I. Allgemeine Geologie, Wien. — [17] Schneiderhöhn H., 1941: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Bd. I, Jena. — [18] Szabó J., 1885: Selmeczbánya vidéke Földtani szerkezetének, Budapest. — [19] Szádeczky — Kardoss E., 1958: On the Petrology of volcanic and the Internaction of Magma and Water; Ac. Geol. Ac. Sc. Hungaricae, V, Budapest. — [20] Šalát J., 1953: Zpráva o geologicko-petrografických pomeroch okolia Novej Bane; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [21] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne; Geol. práce, zoš. 39, GÚDŠ, Bratislava.

STANISLAV KLÍR

DAS ERZGEBIET VON NOVÁ BAŇA IN DER SLOWAKEI

Das studierte Erzgebiet liegt an beiden Ufern des Flusses Hron (Gran) zwischen der Stadt Nová Baňa und der Gemeinde Brehy in der Mittelslowakei.

Am häufigsten ist da Pyroxenandesit vertreten, der zu der älteren Eruptionsphase gehört; im Zentrum des Erzgebietes, wo die meisten alten Bergbauarbeiten durchgeführt waren, stand Pyroxenandesit unter starkem hydrothermalen Einfluss. Von den Gesteinen der jüngeren Eruptionsphase ist der graue Rhyolith vertreten, der als Ergebnis der älteren Phase unter dem roten Rhyolith der jüngeren Eruption getaucht ist. Der jüngeren Phase gehört auch Basalt bei der Gemeinde Brehy an.

Die Erzgänge bilden zwei Haptzonen, und zwar die Zone des Ganges Jakob mit dem Nebengang, Josef, und die Zone des Ganges Laurenz [der dann in zwei Gänge (Drei Königengang, Sauberer Gang) geteilt wird] mit parallel verlaufenden Gängen, von welchen der Gang Elisabeth am bedeutendsten ist. Die erstere Zone ist durch die Entwicklung zweier erzbildenden Phasen charakterisiert, und zwar wahrscheinlich durch die *ältere* Phase der sulfidischen Erze, und die *jügere* Phase des goldhaltigen Pyrits. Die andere Zone (des Ganges Laurenz) wird überwiegend aus goldhaltigem Pyrit gebaut, gehört also der jüngeren erzbildenden Phase an.

Die einzelnen Gangzonen sind von älteren Brüchen abhängig; so die Zone des Ganges Jakub ist längs der älteren Senkugen (Störungen) mit westlicher Neigung entwicklet, die während der tektonischen Tägtigkeit nach der Eruption des grauen Rhyolithes entstanden.

Durch die Vererzung der jüngeren Senkungen mit östlicher Neigung entstand die Zone des Ganges Laurenz erst nach der Eruption des roten Rhyoliths; durch diese Zone ist die Gangzone Laurenz tektonisch gestört.

Dem Charakter der Vererzung nach unterscheidet man im Erzgebiet von Nová Baňa auch zwei Formationen: die Zone des Ganges Jakob vertritt die an Au arme Formation mit Pb, Zn und

Cu Erzen, während die Zone des Ganges Laurenz wiederum die Formation mit makropisch undeutlichem Au-Vorkommen.

Verlauf des N-S Bruches, längs dessen es zur jüngeren Eruptionstätigkeit kam (der graue und rote Rhyolith und Basalt) hängt mit dem westlichen Randbruch des Grantales von Svätý Kríž zusammen, der ohne Zweifel zur tektonischen Zone ersten Ranges gehört.

IVAN CICHA

NÁSTIN KORELACE TORTONU V PÁNVÍCH PARATETHYDY

(Německé resumé, 1 stratigr. tabulka)

Úvod

Výzkumy miocénu karpatských pánví přinesly v posledních letech řadu nových poznatků, které dovolily rozsáhlejší korelace na území Paratethydy.

Značná pozornost při těchto výzkumech byla věnována tortonským sedimentům, které zpracovávali v poslední době především: T. Buday, E. Brestenská, H. Bystrická, I. Cicha, V. Čechovič, M. Dlabač, V. Homola, J. Janáček, R. H. Lehotayová-Danihelová, V. Molčíková, V. Pokorný, J. Seneš, K. Slavíková, St. Svoboda, J. Švagrovský, V. Špička, M. Vašíček, D. Vass, I. Zapletalová, J. Tejkal.

Torton karpatských panví se dělí zhruba do dvou oddílů, na spodní a svrchní, faunisticky dosti zřetelně vyhraněných, avšak úzce souvisejících. Ve svrchním tortonu lze místy dále rozdělit dva cykly: spodní a svrchní. Tyto poměry byly důvodem některým autorům (naposledy J. S e n e š, 1960) pro rozdělení tortonu do tří oddílů. Většina stratigrafických uzávěrů v tortonu byla učiněna na základě studia mikrofauny a také v této práci se budeme především o tyto výsledky opírat.

Spodní torton

Spodní torton karpatských pánví je charakterizován z mikrofauny typickým lagenidovým (lanzendorfským) vývojem, který regionálně dobře charakterizuje tyto vrstvy. Rozšíření spodnotortonských vrstev na území karpatských pánví ČSR je známo z čelní hlubiny, Vídeňské pánve, Podunajské nížiny, jihoslovenské a východoslovenské pánve.

V čelní hlubině lze zhruba odlišit dva vývoje:

a) v jihozápadní části čelní hlubiny,

b) v severovýchodní části čelní hlubiny.

V jihozápadní části je spodní torton litologicky představován písky, pískovci, štěrky, slepenci, vápnitými jíly (tégly), regresními písky a lithothamniovými vápenci.

V ostravské oblasti v severovýchodní části čelní hlubiny jsou na basi tortonu vyvinuta mocná klastika („detrit"), která přecházejí do vrstevnatých, písčitých, vápnitých jílů (šlír).

Ve vídeňské pánvi je spodní torton zastoupen ve facii slepenců a písků, které vyše přecházejí do šedých vápnitých jílů. Dále je znám ze spodního tortonu pestrý vývoj.

V Podunajské nížině je spodní torton dosud znám převážně ve facii písčitých jílů, písků a štěrků, dále pak lithothamniových vápenců. Časté jsou kyselé tufity.

V jihoslovenské neogenní oblasti (I. Krystek 1960 — zpráva ČND) je spodní torton vyvinut ve facii klastik, tufitických pískovců a pelitů.

Ve východoslovenské neogenní pánvi byl spodní torton dosud zjištěn v klasické facii (písky, štěrky, pískovce), vzácněji s proplástky vápnitých jílů.

Po stránce fauny měkkýšů je spodní torton v karpatských pánvích ČSR nedokonale zpracován a převážně chybí moderní revizní práce.

V JZ části čelní hlubiny, vídeňské pánvi a jen částečně i v Podunajské nížině a v jihoslov. neogénu lze spodní torton dělit do dvou částí podle mikrofauny. Základy dělení celého tortonu vídeňské pánve byly položeny R. Grillem (1941 až 43). T. Buday (1955) zařazuje ke spodnímu tortonu zóny s lanzendorfskou (lagenidovou) faunou a s *Robulus cultus* Montfort. Spodní zóna je charakterizována druhy:

Martinottiella subrotundata (Liebus)
Robulus echinatus (Orb.)
Robulus submalligerus (Cushman)
Planularia antilea ostraviensis Vašíček
Planularia auris Defrance
Planularia dentata (Karrer)
Vaginulina legumen (L.)
Palmula jonesi (Karrer)
Nodosaria bacillum Defrance
Marginulina hirsuta (Orb.)
Dimorphina variabilis (Neugeb.)
Planulina wuellerstorfi (Schw.)
Bolivina hebes Macfadyen
Uvigerina macrocarinata Papp. et Turn.
Uvigerina pygmoides Papp. et Turn.
Orbulina suturalis Bronnimann
Globorotalia mayeri Cushmann et Ellisor
Globorotalia aff. *scitula* (Brady)
Globigerinoides rubra d'Orb.

Směrem do nadloží dochází k ochuzování a místy, zvláště ve vídeňské pánvi se zřetelně projevuje zbrakičtění. Vyskytuje se však celá řada vůčích druhů, charakterizujících zde spodní torton oproti svrchnímu tortonu, jako na př. *Bolivina hebes* Macfadyen, *Bolivina fastigia* Cushman, *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor (I. Zapletalová, 1957).

V ostravské oblasti, která má velmi blízký vztah k čelní hlubině v Polsku, lze stanovit od base *zónu orbulinovou* (jen lokálně s lagenidovou mikrofaunou), dále *zónu přechodní* a konečně *zónu valvulineriovou* (I. Cicha, 1959—60), která ukončuje sedimentaci spodního tortonu této oblasti a jeví se ekvivalentem regresních lithothamniových vápenců jihozápadní části čelní hlubiny.

Ve spodním tortonu východoslovenské neogenní pánve nebylo možno na zákla-

dě údajů, které jsme měli k disposici, provést podrobnější rozdělení spodního tortonu. Tento je dosud znám z okolí Zlatníka, N. Hrabovce a Černochova.

Spodní torton je zde charakterizován především planktonem s *Globorotalia mayeri, Orbulina suturalis, Globigerinoides triloba,* z benthosu pak druhy *Planularia auris* (Sold.), *Vaginulina legumen* (L.) *Uvigerina macrocarinata* Papp. et Turn., *Bolivina hebes* Macfadyen atd.

Úkolem tohoto přehledu bylo podání stručních údajů s uvedením hlavních dosažených výsledků při výzkumu tortonu, ze kterých budeme vycházet při řešení dalších širších regionálních vzahů.

Poznámky k faunistickému vývoji spodního tortonu

Fauna měkkýšů spodního tortonu není dosud podrobně zpracována a vzhledem k přeřazení klasických „grundských" lokalit do spodního tortonu není dosud nově vyřešena otázka stratigrafické valence některých vůdčích druhů.

Z pectenů za význačný druh tortonu, který odděluje karpatský stupeň od tortonu lze pokládat na př. *Pecten besseri* Andr., *Chlamys latissimus* Brocchi, *Chlamys koheni* Fuchs atd., jejichž stratigrafické rozšíření je však v tortonu značně široké. Spodní torton je však typicky charakterizován bohatou mikrofaunou.

Pro torton je neobyčejně typický výskyt teplomilného planktonu, zvláště pak druhů: *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Orbulina bilobata* Orb., *Globigerinoides rubra* (Orb.), které se v karpatských pánvích objevují poprvé až v tortonu, jak již zjišťuje M. Vašíček (1946, 1951b) a ve světovém měřítku předpokládá jejich první výskyt až v tortonu C. W. Drooger (1956), C. W. Drooger — A. Papp — J. Socin (1957) atd.

Další druhy planktonu jako *Globigerina* aff. *bulloides* Orb., *Globigerina trilocularis* Orb., *Globigerina* aff. *officinalis* Subb., *Globigerina concinna* Rss., *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor, *Globigerinoides triloba* (Rss.), *Globoquadrina rotundata* (Orb.), atd. se objevují v tortonu hojně. Jsou však známy i ze starších vrstev karpatských pánví. Plankton (kromě druhu *Globorotalia mayeri* — jen spodní torton) však nelze využít pro oddělení spodního a svrchního tortonu karpatských pánví pro jeho průběžný výskyt v obou tortonských oddílech.

Odlišnost obou tortonských oddílů spočívá v zastoupení benthosu, který je pro spodní torton značně typický. Jen na spodní torton jsou vázány nasledující druhy, které se již v karpatských pánvích v jiných, mladších i starších vrstvách neobjevují: *Robulus echinatus* (Orb.), *Robulus ornatus* (Orb.), *Planularia antillea ostraviensis* Vaš., *Planularia auris* (Sold.), *Planularia dentata* (Karrer), *Palmula jonesi* (Karrer), *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *Amphicoryne falx* (Parker et Jones).

Dále se poprvé v tortonu objevují na př. *Heterostegina costata* Orb., *Heterostegina simplex Orb.*, a j.

Ostatní druhy charakterizující spodní torton se převážně objevují i hojně ve starších, zvláště „svrchnohelvetských" — karpatských vrstvách. Jsou to na př. *Robulus cultratus* Montfort, *Robulus* aff. *calcar* (L.), *Robulus melvilli* (Cushman et Renz), dále *Bolivina hebes* Macfadyen, *Bolivina* aff. *fastigia* Cusman, *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Vaginulina legumen* Orb. *Martinottiella subrotundata* (Liebus). Druh *Dimorphina variabilis* (Neugeb.) objevující se v karpatských pánvích poprvé až v tortonu, přechází i do spodních částí svrchního tortonu ve vídeňské pánvi. Také řada zástupců stilostomell přechází do bazálních částí svrchního tortonu. Celkově lze společenstva spodního tortonu charakterizovat jako nejteplejší ve vývoji miocénu Paratethydy s poměrnou vysokou teplotou přes 20° C. Typická společenstva jsou význačně marinní a plně odpovídají vývojům tortonu v oblasti Tethydy.

V benthosní fauně se projevuje úzká souvislost s faunou svrchního helvetu — karpatského stupně. Tortonské druhy jsou však, především díky vyšší teplotě vod sedimentačního prostoru, individuálně vyspělejší a bohatěji ornamentovány. Spodnotortonská mikrofauna znamená po stránce faunistické vyvrcholení optimálních podmínek ve vývoji mořských faun miocénu Paratethydy, když později dochází již k jejímu pozvolnému vyslazování a kvalitativnímu faunistickému ochuzování.

Vztahy spodního tortonu ČSR k Paratethydě

Spodní torton čelní hlubiny pokračuje z našeho území do Polska. Zde byly tortonské vrstvy mikrobiostratigraficky zpracovány Zb. Kirchnerem (1956), St. Alexandrowiczem (1958) a E. Luckowskou (1958).

Z. Kirchner (1956) dělí v čelní hlubině před střední částí Karpat od baze spodní torton (opol) do několika „zón". Se spodním tortonem našeho území srovnáváme oddíl uvigerinový a oddíl dendrophryový, který je dále dělen na vrstvy orbulinové, přechodní a valvulineriové. Kirchnerem zde ještě vymezené vyšší vrstvy buliminové (pseudotriplasiové) a ochuzené srovnáváme již se svrchním tortonem našeho území, jak bude dále uvedeno. Slezsko-krakovský miocén byl zpracován St. Alexandrowiczem (1958), který podobně dělí spodní torton jako Kirchner, t. j. na opol svrchní a spodní. Vrstvy spodního opolu faciálně pestré odpovídají bazálním klastickým vrstvám ostravské oblasti. Svrchní opol má takřka identické rozdělení s Z. Kirchnerem (1956).

Rozdělení spodního tortonu až do zóny s *buliminami* a *pseudotriplasiemi* odpovídá plně vývoji spodního tortonu ostravské oblasti (I. Cicha 1958; 1959).

Podobné rozdělení z předhoří Karpat v Polsku uvádí E. Luckowska (1958).

Po stránce fauny měkkýšů byl polský spodní torton zpracován na př. W.

Friedbergem (1933), J. Novákem (1938), W. Krachem (1958), W. Krachem — T. Kuciňskim (1959). W. Krach ve spodním tortonu uvádí na př. výskyt druhů *Ammussium denudatum, Chlamys koheni, Chlamys felsineum, Chlamys latissimus.* Podrobnější srovnávací studia na základě fauny měkkýšů není možno provádět pro nedostatek údajů ze spodního tortonu zvláště ze SV části čelní hlubiny na Moravě.

Spodní torton čelní hlubiny přechází dále do Předkarpatí v SSSR, kde je charakteristicky vyvinut v čelní hlubině a na okraji ruské tabule. Ke spodnímu tortonu jsou zde řazeny vrstvy bogorodčanské série (= vrstvy s *Amussium denudatum),* které na př. O. S. Vjalov (1951), M. Serova (1955), L. V. Kudrin (1957) srovnávají s tarchanskými uloženinami euxinsko-kaspické oblasti. Mikrofauna vrstev s *Amussium denudatum* byla zpracovávána v poslední době na př. M. J. Serovou (1955), dále L. S. Pišvanovou (1957—58—60). Z údajů Pišvanové vycházíme při řešení vzájemných vztahů. Se spodním tortonem karpatských pánví ČSR můžeme však srovnávat jen spodní část bogorodčanské série, která je označena jako vrstvy s *Candorbulina universa* [dále jsou zde časté *Globoquadrina altispira* Cushman et Jar., *Globoquadrina rotundata* (Orb.), *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor, *Globigerina opinata* Pišv., *Robulus echinatus* (Orb.), *Marginulina div. sp.* atd.]. Vyšší vrstvy bogorodčanské série t. j. vrstvy s *Uvigerina asperula,* srovnáváme až s bazálními vrstvami vyššího tortonu vnitrokarpatských pánví.

Srovnávaní těchto vrstev s tarchanem euxinsko-kaspické oblasti na základě obsahu mikrofauny je značně pochybné. Tarchan, jak bude dále uvedeno, se velmi blíží svrchnímu tortonu karpatských pánví, a druhy charakterisující spodní torton zde chybí.

Spodní torton v čelní hlubině v Předkarpatí v SSSR je dosud nejvýchodněji prokázaným spodním tortonem lagenidovo-lanzendorfského vývoje v Paratethydě. Zde se pravděpodobně Paratethyda ve spodním tortonu na východě uzavírá.

Z čelní hlubiny na Moravě pokračuje spodní torton do rakouské části čelní hlubiny, kde je znám ve facii okrajového hollenburgkarlstettenského slepence (R. Grill, 1957) a dále ve facii písků, vápnitých jílů a lithothamniových vápenců. Patří sem i „klasické" lokality grundských vrstev u Grundu, Petrusbergu atd., dříve všeobecně pokládané za typ helvetu, v roce 1958 však jednoznačně zařazené R. Grillem na základě studia mikrofauny do spodního tortonu.

Vývoj tortonu rakouské části vídeňské pánve je zhruba identický s vývojem spodního tortonu na našem území. Je nutno upozornit, jak zjišťuje R. Grill, že převážná část t. zv. badenského téglu odpovídá až svrchnímu tortonu.

Z oblasti vídeňské pánve pokračuje spodní torton do Podunajské nížiny, kde byl prokázán u Nové Viesky a Salky. Otázka spojení obou oblastí není ještě jednoznačně pro nedostatek údajů vyřešena. Předpokládáme, že spojení probíhalo zhruba stejným sedimentačním prostorem jako ve svrchním helvetu — v karpat-

ském stupni, t. j. přes území dnešních Malých Karpat, jižně Inovce a prostorem dnešního rozšíření vulkanitů Vtáčníka a Tribče.

Pokud dosáhly vrtby podloží neogénu v jižnějších oblastech Podunajské nížiny, nikde, kromě Nové Viesky neprokázaly spodní torton.

Spodní torton v pannonské pánvi je znám v typickém vývoji z oblasti Nagybatonu z vrteb (J. T o m o r, 1958). Ve Štýrské pánvi tvořící výběžek pannonské pánve je spodní torton charakteristicky vyvinut. Miocén této oblasti v poslední době podrobně zpracovává K. K o l l m a n n (1959). Z této oblasti jsme měli k dispozici bohatý srovnávací materiál, s mikrofaunou s *Orbulina suturalis, Globorotalia mayeri, Robulus div. sp.* atd. V Jugoslávii k nejjižnějším výskytům sp. tortonu patří nálezy u Tuzly. Předpokládáme, že z oblasti Tethydy probíhalo spojení nejspíše v prostoru mezi Julskými Alpami a Dinarským pohořím. Přímé doklady však chybí a spodní torton byl asi patrně po vyzdvižení pohoří Pivka, Velká a Malá Kapela a Velebit, zcela denudován.

S východoslovenskou neogenní pánví úzce souvisela Potisská pánev v Zakarpatí. Zde spodnímu tortonu odpovídají danilovské vrstvy. V sedmihradské pánvi lze spodní torton plně předpokládat u Lapugy, na základě velmi podrobných údajů A. K o c h a (1900). Podrobné údaje o lagenidových faunách přináší A. S t a n č e v a (1959) z vrteb ze SZ Bulharska. Dosud nevyřešenou otázkou zůstává posice orbulinových vrstev tortonu Oltenie (T. I o r g u l e s c u 1958). Nelze vyloučit, že spodnotortonský sedimentační prostor pokračoval dál k východu a tyto vrstvy jsou dnes kryty vodami Černého moře. Zda existovalo spojení černomořské oblasti přes dnešní prostor Marmarošského moře dále k jihu do Tethydy, nelze stanovit pro nedostatek údajů.

V euxinsko-kaspické oblasti (tarchan-čokrak) se spodnotortonskou faunu nepodařilo prokázat a celý torton zde odpovídá předběžně až vyššímu tortonu karpatských pánví.

Vyjdeme-li dnes ze známého rozšíření spodního tortonu v Paratethydě, vidíme, že je vázán na pánve při vnějším a vnitřním oblouku Karpat a dále na (západní a jižní) část pannonské pánve, omezené dnes na jihu severní části Dinarského pohoří. Spodní torton tedy znamená oproti karpatskému stupni další rozšíření mořské transgrese směrem k východu, nepřesahující však v Paratethydě patrně příliš rámec Karpat.

Svrchní torton

Ke svrchnímu tortonu karpatských pánví klademe vrstvy s mikrofaunou subzóny se *Spiroplectammina carinata,* dále pak subzóny *bolivino-buliminové* a s *Rotalia beccarii* a vrstvy t. zv. brakického tortonu východního Slovenska.

Svrchní torton na území karpatských pánví ČSR je znám ze SZ části výběžku čelní hlubiny na Moravě, z vídeňské pánve, Podunajské nížiny, ? jižního Slovenska a východoslovenské neogenní pánve.

V čelní hlubině byl zjištěn mezi Opavou, Hlučínem a severně Bohumína. Sedimenty svrchního tortonu této oblasti lze dělit zhruba do dvou oddílů. Ke spodnímu patří písčitopelitický komplex vrstev a horizont chemických uloženin v jejich nadloží, ke druhému svrchní, pelitickopísčitý, postupně vyslazovaný oddíl.

Svrchní torton vídeňské pánve je lithologicky značně pestrý. Bazální vrstvy jsou tvořeny obzorem lábských amphistegino-lithothamniových písků, dále pak okrajovými bazálními klastiky a písky (na př. při okraji Malých Karpat). Hlubší facie tortonu je tvořena převážně šedými, různě písčitými, vápnitými jíly, které přecházejí výše až do zelených vápnitých jílů s uhelnými flíckami. Další facií vyšší části svrchního tortonu jsou tak zv. pestré vrstvy.

V podunajské nížině, stejně jako ve vídeňské pánvi jsou silně rozšířena klastika, která přecházejí do šedých až nazelenalých vápnitých jílů. V nejvyšších částech tortonu jsou uloženy v západní části Podunajské nížiny pestré vrstvy. Dále pak jsou v Podunajské nížině známy lithothamniové vápence.

Torton jihoslovenské neogenní pánve je faciálně značně pestrý. Bazální vrstvy jsou lithologicky vyvinuty jako štěrky, slepence a pískovce s tufitickými vložkami, dále jako lithothamniové vápence (sp. torton). Ve vyšší části převažuje kontinentální vývoj převážně andesitové brekcie.

Ve východoslovenské neogenní pánvi je spodní část svrchního tortonu zastoupena rhyodacitovými tufy a tufity, vápnitými jíly až jíly. V nadloží těchto vrstev je solné a sádrovcové souvrství; výše pak opět šedé až zelenošedé, vápnité jíly, jílovce a tufity.

Faunisticky lze ve svrchním tortonu karpatských pánví ČSR vymezit tři oblasti, ve kterých je vertikální vývoj faun poněkud odlišný.

Jde o oblast čelní hlubiny, dále vídeňské pánve, Podunajské nížiny a konečně východoslovenské pánve, když v jihoslovenské neogenní oblasti lze prokázat dle dosavadního výzkumu jen kontinentální vrstvy svrchního tortonu.

V čelní hlubině na Moravě je báze svrchního tortonu, mocná 20—30 m, tvořena typickými faunami se *Spiroplectammina carinata* (Orb.), *Pseudotriplasia div. sp.*, *Bulimina striata* Orb., *Bulimina striata mexicana* Cushman, *Uvigerina asperula* Czjzek, *Uvigerina* aff. *semiornata* Orb., *Epistomina elegans* (Orb.), *Cibicides ungerianus ornatus* (Cushman), *Cibicides lobatulus ornatus* (Cushman), *Nonion pompilioides* (Ficht. et Moll), *Valvulineria complanata* (Orb.), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globigerina concinna* Rss.

Lagenidová složka význačně charakterizující spodnotortonská společenstva zde takřka chybí. V nadloží těchto vrstev se uložilo v širší opavské oblasti souvrství sádrovců a jílů, jehož mocnost nepřesahuje 60 m. Toto souvrství je zcela bezfosilní. Tyto vrstvy postupně přecházejí do písčito-pelitického souvrství odkud D. Andrusov (1931) udává především tyto druhy měkkýšů: *Glycimeris bimaculatus* (Poli), *Aloidis gibba* (Olivi), *Cardium papillosum* (Poli), *Chione clathrata* (Duj.), *Bitium deforme* (Eichw.), *Turritella archimedis*

(Brongn.), atd. V mikrofauně se nad sádrovcem objevuje masově ve spodních částech tohoto souvrství druh *Spirialis valvatina* Rss., *Spirialis koeneni* Kittl, *Spirialis stenogyra* Phil., zatím co dírkovcová mikrofauna je v těchto vrstvách vzácná. Spirialisová fauna se směrem do nadloží redukuje a nastupuje bohatá mikrofauna s *Pyrgo elongata* Orb., *Pseudoglandulina rotundata* (Rss.), *Reusella div. sp.*, *Bulimina pupoides* Orb., *Bulimina elongata* Orb., *Uvigerina semiornata* Orb., *Sphaeroidina bulloides* Orb., *Globigerina* aff. *bulloides* Orb., Toto společenstvo přechází pozvolna do nadloží do vrstev s *Uvigerina venusta venusta* Franzenau, *Uvigerina acuminata* Hosius, *Bulimina aculeata* Orb., *Bulimina aculeata porrecta* Luckowska, *Spiroplectammina scaligera* Luckowska, *Siphotextularia inopinata* Luckowska. Tento vývoj ukončuje dle dosavadních znalostí tortonskou a tím i miocenní sedimentaci v této oblasti.

Ve vídeňské pánvi a Podunajské nížině je zhruba identický vertikální vývoj tortonu. Fauna měkkýšů z bazálních vrstev tortonu byla zaznamenána v cihelně u Děvínské Nové Vsi (F. X. Schaffer, 1897; F. Toula, 1914). Další významnou lokalitou ze západního okraje vídeňské pánve je Kienberg u Mikulova, v poslední době zpracovávaný J. Tejkalem (1955). Na území podunajské pánve byla fauna měkkýšů ze svrchního tortonu z JV okraje zpracovávána J. Senešem (1949).

Bazální vrstvy svrchního tortonu jsou charakterisovány především těmito druhy z čel. *Pectinidae:*

Chlamys solarium (L.),
Pecten besseri Andrz.,
Chlamys elegans (Andrz.),
Chlamys malvinae (Dub.),
Chlamys latissimus (Brocchi),
Chlamys leythajanus (Partsch.)
Spondilus crassicostata Lm.,

Mikrofaunisticky jsou bazální vrstvy svrchního („středního") (ve smyslu na př. T. Budaye 1955) tortonu charakterisovány mikrofaunami zóny se *Spiroplectammina carinata* (R. Grill, 1943). Kromě vůdčího druhu *Spiroplectammina carinata* se v těchto vrstvách častěji vyskytují druhy (dle R. Grilla, 1953; J. Janáčka — K. Horčice, 1954; I. Zapletalové, 1957; I. Cichy, 1958):

Textularia subangulata Orb.,
Textularia gramen Orb.,
Spiroplectammina serrata (Rss.),
Martinottiella communis Orb.,
Pseudotriplasia sp.,
Spiroloculina excavata Orb.,
Plectofrondicularia medelingensis (Karrer),
Bulimina intonsa Livental,
Bulimina elongata Orb.,
Uvigerina pigmea Orb.,
Uvigerina semiornata brunensis Karrer,
Stilostomella longiscata (Orb.),
Stilostomella consobrina (Orb.),
Valvulineria complanata (Orb.),
Gyroidina soldanii (Orb.),
Epistommina elegans (Orb.),
Pullenia sphaeroides Orb.,
Orbulina suturalis Bronnimann
Globigerinoides triloba (Rss.),
Globorotalia scitula (Brady),
Amphistegina div. sp.,
Heterostegina div. sp.,
Asterigerina planorbis d'Orb.

Na př. *Bulimina intonsa* a *Uvigerina semiornata brunensis* (Karrer) se neobjevují v karpatských pánvích ve spodním tortonu, zatím co ostatní druhy jsou i zde časté. Vyšší část zóny se *Spiroplectammina carinata* bývá silně ochuzena a na př. v okolí Děvínské Nové Vsi v cihelně byly ve svrchní části této zóny nalezeny polohy se sádrovcem. Místy jak ve Vídeňské pánvi, tak v Podunajské nížině převažuje ve spodní části planktonický vývoj jen s ojedinělými zástupci aglutinantií.

V nadloží zóny se *Spiroplectammina carinata* jsou vyvinuty vrstvy zóny s *buliminami* a *bolivinami* (R. Grill, 1943; zóna s *Bolivina dilatata)*, faciálně značně proměnlivé, lokálně transgresivního charakteru.

Lokálně ve spodnějších částech této zóny jsou dosti častí zástupci rodu *Spirialis*, naprosto však, zvláště ve vyšších částech převažují tyto druhy: *Bolivina dilatata* Rss., *Bulimina elongata* Orb., *Bulimina pupoides* Orb., *Bulimina intonsa* Liventai, *Caucasina* aff. *schischskinskyae* (Samoilova), *Uvigerina venusta liesingensis* Toula, *Bolivina pokornyi pokornyi* Cicha & Zapl., *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Cassidulina* aff. *punctata* Rss., *Cassidulina laevigata carinata* Silvestri, *Globigerina* aff. *bulloides* Orb., atd. Ve vyšších částech bulimino-bolivinových vrstev nastupuje znovu asociace aglutinujících dírkovců na př. s *Bathysiphon sp.*, *Haplophragmoides* aff. *carinatus* Cushman, *Haplophragmoides sp. Tm 1* Vašíček, *Haplophragmoides subglobosus* Brady. Tato společenstva se střídají s bulimino-bolivinovými asociacemi.

Nejvyšší mikrofaunistickou zónou svrchního tortonu je zóna s *Rotalia beccarii* (R. Grill, 1943). Jak zjišťuje T. Buday (1955) ekvivalentně se zastupuje již s *bolivino-buliminovými* vrstvami. Ve spodnějších částech rotaliové zóny jsou častější *Nonion* aff. *communis* (Orb.), *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Reussella spinulosa* (Rss.), *Globigerina* div. sp. Celkově je pak vývoj rotaliové zóny tortonu charakterisován především těmito dírkovci:

Quinqueloculina aff. *atropos* Karrer,
Quinqueloculina aff. *peregrina* Orb.,
Quinqueloculina dutemplei Orb.,
Quinqueloculina badenensis Orb.,
Triloculina consobrina Orb.,
Triloculina intermedia Karrer,
Spiroloculina asperula Karrer,
Nonion aff. *punctatus* (Orb.),
Nonion bogdanowiczi Volosh.,
Elphidium crispum (L.),
Rotalia aff. badenensis Czjzek.

Molusková fauna rotaliových vrstev je velmi bohatá a převládají zde zástupci rodu *Cardium, Anadara, Barbatia, Aloidis, Nucula, Loripes.* Pestrá série, částečně již ekvivalentní bulimino-bolivinovým vrstvám v elevačních oblastech (V. Špička 1959) je faunisticky značně ochuzena a ukončuje sedimentaci tortonu vídeňské pánve a Podunajské nížiny.

V Podunajské nížině nutno upozornit (Seneš a kol. 1960), že otázka hranice spodní — svrchní torton není zcela uspokojivě vyřešena. Dle těchto autorů se objevují bohaté lagenidové fauny i ve vrstvách se *Spiroplectammina carinata.*

V jihoslovenské neogenní pánvi faunu měkkýšů zpracoval především T. Buday (1937) v okolí Šáh, V. Hano (1950) u Kosihovců a V. Čechovič a J. Seneš (1950) z okolí Modrého Kameňa. Fauna měkkýšů spodnějších částí svrchního tortonu je charakterizována na př. druhy *Pecten subarcuatus* Torrn., *Pecten revolutus* Micht., *Pecten aduncus* Eichw., *Pecten besseri* Andrz., *Chlamys malvinae* (Dub.), *Chlamys multistriata* Poli. Mikrofauna z těchto vrstev je na našem území dosud jen nedokonale známa a je charakterizována zástupci převážně mělkovodních druhů jako *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *Amphistegina lessoni* (Orb.), *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), atd.

Vezmeme-li v úvahu novější výzkumy v jihoslovenské neogenní oblasti, o kterých se zmiňuje I. Krystek (1960 — interní zpráva ČND) a některá další zjištění na listu gen. mapy Nové Zámky (J. Seneš a kol. 1960) nelze vyloučit, že v jihoslovenské pánvi vrstvy s výše popisovanou faunou odpovídají z převážné části jen spodnímu tortonu. Otázka přítomnosti svrchního tortonu v jihoslovenské neogenní pánvi musí být dále řešena; dosavadní údaje, které máme k disposici, svědčí spíše pro sp. torton (D. Vass — geol. konf. 1961).

Bazální vrstvy svrchního tortonu východního Slovenska, — ekvivalentní zóně *Spiroplectammina carinata*, jsou dosud značně nedokonale známy. Chybí údaje o fauně měkkýšů a také v mikrofauně byly výzkumy dosud jen neúplné. Poměry zjištěné však na př. ve vrtbách u Pozdišovců a Velat potvrdily shodný vývoj s vrstvami se *Spiroplectammina carinata* ve vídeňské pánvi. Solinosný komplex (Albínov, Michaľany) je zcela bezfosilní, stejně jako jemu ekvivalentní pelitické souvrství v centrálních depresích svrchnotortonské pánve.

V nadloží solného a sádrovcového horizontu jsou vyvinuty fauny, které pokládáme za ekvivalentní bulimino-bolivinové zóně karpatských pánví. Lokálně možno zde vydělit dvojí vývoj, bulimino-bolivinový a vývoj s aglutinantiemi, ve kterém jsou časté *Cyclammina deflua* Vengl., *Ammodiscus incertus* (Orb.), dále zástupci rodů *Rhabdammina, Hyperammina* a p. Bulimino-bolivinový vývoj je identický s vídeňskou pánví. Oba vývoje se místy prolínají.

Ve spodní části bulimino-bolivinových vrstev jsou častí zástupci rodu *Spirialis*, kteří nebyli dosud přesně druhově zpracováni. Euryhalinní fauna těchto vrstev s *Cardium andrussovi* a *Mohrensternia tortonica* byla zpracována J. Senešem (1955), který se zabývá biofaciálním výzkumem tohoto souvrství. V nadloží bulimino-bolivinových vrstev je transgresivně uloženo (J. Janáček, 1959) brakické až sladkovodní souvrství svrchního tortonu. Mikrofaunisticky toto souvrství studovala I. Zapletalová (1959). Toto souvrství je charakterizováno ochuzenou mikrofaunou tortonského charakteru a objevují se již i některé nevýrazné sarmatské prvky.

Častěji jsou zde zastoupeny: *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion subgranosus* (Orb.), *Nonion boueanus* (Orb.), *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Bulimina elongata*

Přehledná srovnávací tabulka tortonu v pánvích Parathethydy

Sestavil I. Cicha

			Čelní hlubina Alpsko-karpatská (Vých. Skt. Pölten-Rak., ČSSR)	Čelní hlubina Karpat (Polsko)	Čelní hlubina Karpat (SSSR)	Čelní hlubina Karpat (Rumunsko, SZ Bulharsko)	Euxinsko-kaspická oblast	Vídeňská pánev	Pannonská pánev (Považí, Podun. nížina, již. Slovensko, sev. Maďarsko)	Štýrská pánev a přilehlé oblasti	Sedmihradská pánev	Východoslovenská pánev	Vnitrokarpatská pánev Zakarpatí SSSR
Střední miocén	Torton	svrchní	(jen na Opavsku) bulimino-uvigerinové vrstvy spirialisové vrstvy	vrstvy s miliolami bulimino-uvigerinové vrstvy spirialisové vrstvy (grabow)	kosovská série: spod. část dašavských vrstev kolomyjské vrstvy prutské vrstvy verbovecké vrstvy spirialisové vrstvy	vrstvy s *Nonion, Cibicides, Valvulineria* spirialisové vrstvy	veseljanské vrstvy sartaganské vrstvy foladové vrstvy karaganské vrstvy spirialisový horizont (konkské vrstvy)	pestré lagunární vrstvy (jen na Z)		subz. s *Rotalia beccarii* subz. s *Bolivina — Bulimina*	?	„brakický torton“ bulimino-bolivinové vrst.	bešikurské vrstvy teresvenská serie chustecké vrstvy solotvinské vrstvy
			← vrstvy se zástupci rodu	→ chemické sedimenty ← *Bulimina, Uvigerina,*	*Pseudotriplasia* a *Globig.* svrchní část bogorodčanské serie	→ vrstvy s *Globigerinidae,* aglutinanciemi a *Spiroplectammina carinata*	čokrak tarchan (?gorijský hor.)	subz. se *Spiroplectammina carinata* ←		→	solinosné souvrství vrstvy od Cimpia, ?dešský tuf	solinosné souvrství subz. se *Spiroplectammina carinata*	tereblinské vrstvy (solinosné)
		spodní	lithothamniové vápence vrstvy s lagenidami, *Globiger. mayeri,* atd. „detrit“ hollenburgský slepenec brněnské písky	orbulinové, valvuliner. vrstvy, atd. korytnické jíly, lithothamniové vápence heterosteginové písky	vrstvy s *Candorbulina universa* spodní část bogorodčanské serie	orbulinové a lagenidové vrstvy	neprokázán (? část tarchanu)	vrstvy s lagenidami a *Globorotalia mayeri,* atd. rothneusidelský slepenec a jeho ekvivalenty	vrstvy s lagenidami, orbulinami a *Globorotalia mayeri*	spielfeldský slín wetzelsdorfské vrstvy kreugbergský štěrk lithothamniové vápence	vrstvy od Lapugy	vrstvy s *Globorotalia mayeri, Vaginulina legumen*	danilovské vrstvy

Orb., *Bolivina* aff. *dilatata* (Rss.), *Caucasina schischkinskyae* (Samoilova), *Reussella spinulosa* (Rss.), *Quinqueloculina pauperata* Orb., *Quinqueloculina akneria* Orb., *Quinqueloculina boueana* Orb., *Quinqueloculina lucida* Karrer, *Quinqueloculina reussi* Bogdanowicz, *Elphidium angulatum* Egger, *Elphidium antoninum* (Orb.), *Elphidium* aff. *rugosum* Orb., místy je hojný *Cibicides* aff. *badenensis* (Orb.).

Nejvyšší část t. zv. brakického tortonu je ve vývoji se zástupci rodu *Planorbis, Bythynia,* úlomky plžů z řádu *Cyclostomata.* Dále význačnou složkou celého souvrství jsou ostracodi *Cytheridea dacica,* Hejj. et Zal., *Hemicytheria schreteri* (Zal.), *Xestoleberis tumida* (Rss.), *Cytheridea acuminata* Bosquet atd. Kromě uvedených druhů byly dále ve vrtbě Sečovce 1 nalezeni zástupci aglutinovaných dírkovců: *Verneuilinoides advenus* (Cushman), *Ammoscalaria* aff. *pseudospirilis* (Will.), *Ammoscalaria cassis* (Parker), *Miliammina fusca* (Br.), *Haplophragmoides manilensis* Andersen, *Trochammina inflata* (Montagu). Jak zjišťuje I. Zapletalová (1959), vyskytují se všechny tyto druhy v typickém svrchním tortonu vídeňské pánve. Jde převážně o mělkovodní druhy, snášející velké výkyvy salinity.

Mocnost brakického tortonu je značná a dosahuje až 1600 m.

Vztahy svrchního tortonu karpatských pánví k Paratethydě

Svrchní torton karpatských pánví lze korelovat se svrchním tortonem čelní hlubiny Karpat (Polska, SSSR, Zakarpatím a Rumunskem), s tortonem sedmihradské pánve a dále s euxinsko-kaspickou oblastí.

Všimněme si blíže vývojů jednotlivých oblastí vrstev, které zařazujeme ke svrchnímu tortonu v Paratethydě.

V polské části čelní hlubiny klademe ke svrchnímu tortonu, na rozdíl od polských autorů (St. Alexandrowicz, 1958, E. Luckowská, 1958: Zb. Kirchner, 1956) horizont s *Pseudotriplasia, Bulimina, Uvigerina, Orbulina suturalis* Bronnimann atd., který polští geologové zařazují ještě ke spodnímu tortonu spolu s horizontem chemických uloženin, který je vyvinut v nadloží těchto vrstev. Horizont chemických uloženin přechází do nadloží v t. zv. *spirialisové* vrstvy, dále v *globigerinové* vrstvy s hojnými aglutinantiemi a ve vrstvy *buliminomiliolidové* a konečně v t. zv. *„anomalinové vrstvy"*, u kterých nevylučují polští autoři (na př. Zb. Kirchner, 1956), že jsou ekvivalentní buglovu.

V tortonu Předkarpatí v SSSR v podloží vrstev sádrovcovo-anhydritového horizontu je vyvinut horizont s *Uvigerina asperula* (L. S. Pišvanova, 1960), řazený ještě ke spodnímu tortonu. Mikrofaunistický obsah těchto vrstev še *Spiroplectammina carinata* Orb., *Martinottiella communis* (Orb.), *Uvigerina asperula* Czjzek, *Bulimina buchiana* Orb., *Globorotalia scitula* (Brady), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb. ukazuje však, že jde o zcela jasný ekvivalent

vrstev se *Spiroplectammina carinata* vnitrokarpatských pánví, t. j. svrchního tortonu.

V nadloží sádrovcovo-anhydritového obzoru jsou vrstvy s rádiolariemi *(Rhodoplastum sp., Euchitonia sp.)*, které přecházejí do *spirialisových* vrstev a dále do vrstev s *globigerinami.* Tyto jsou řazeny k verboveckým vrstvám kosovské série svrchního tortonu.

Z těchto vrstev se vyvíjejí t. zv. prutské vrstvy s *Hyperammina hirundiformis* (S u z i n), *Cyclammina pleschakovi* P i s c h w. atd., *Bulimina* div. sp., *Caucasina* div. sp., atd.

Kolomyjské vrstvy, stejně jako spodní část vrstev dašavských, v jejich nadloží, jsou již znatelně ochuzené s *Textularia subangulata* O r b., *Elphidium sp., Bulimina* div. sp. a j.

Dle L. S. P i š v a n o v é ukončují tyto vrstvy sedimentaci svrchního tortonu.

Horizont s *Cibicides badenensis,* odpovídající „anomalinovým vrstvám" svrchního tortonu čelní hlubiny v Polsku (v podloží zóny *velkých elphidií),* je zde kladen již do sarmatu.

Celkově má vývoj svrchního tortonu čelní hlubiny ČSR, Polska a SSSR identický vývoj, avšak na našem území u Opavy chybí nejvyšší vrstvy svrchního tortonu.

S podobným vývojem svrchního tortonu se dále setkáváme v Zakarpatí (I. V. V e n g l i n s k i j, 1958; L. S. P i š v a n o v á, 1958).

Ve vrstvách tereblinských, řazených na př. ještě I. V. V e n g l i n s k ý m (1958) do burdigal-helvetu, L. S. P i š v a n o v o u (1959) a I. C i c h o u (1957, 1959 j) do tortonu (I. Cichou do jeho vyšší části), lze pozorovat podobné poměry jako v čelní hlubině. Vrstvy danilovské, charakterizované planktonem na př. s *Orbulina suturalis* B r o n n i m a n n (spodní torton), mají v nadloží vrstvy tereblinské na př. s *Bulimina div. sp., Cibicides sp., Orbulina suturalis* B r o n n i m a n n, které končí solinosnými vrstvami.

Radiolariový-spirialisový obzor je vyvinut v nadloží solinosných vrstev, ze kterých se pak vyvíjí mikrofauna t. zv. solotvinské série s aglutinovanými druhy *Rhabdammina, Hyperammina, Bulimina* div. sp. atd. Charakter bohatší, ještě převážně mořské mikrofauny s nepatrně sníženou salinitou, se udržuje dále, ještě ve vrstvách teresvenské série.

V nadloží této série jsou uloženy vrstvy bešikurské se silně ochuzenou faunou [I. V. V e n g l i n s k i j (1958) na př. udává *Rotalia beccarii, Elphidium rugosum* (O r b.), *Elphidium crispum* (L.) atd.] a objevením se některých sarmatských elementů. V nadloží bešikurských vrstev leží dle I. V. V e n g l i n s k é h o vrstvy boržavské série, jejíž část odpovídá svrchní části apšinské série, a dále spodní část dorobrativských vrstev v novém pojetí, které tvoří spodní část boržavské série. Podle I. V. V e n g l i n s k é h o (1958) a materiálů, které jsme měli možnost ve Lvově studovat, lze vrstvy kladené I. V. Venglinským k dorobrativským

vrstvám pokládat za ekvivalent spodního sarmatu východního Slovenska a ostatních karpatských pánví, jejich spodní část může odpovídat buhlovu, řazenému ke spodnímu sarmatu geology v Předkarpatí na př. Grišk e v i č o v o u (1956), což podporují i nálezy mikrofauny z těchto vrstev, t. j. fauna velkých elphidií.

Torton čelní hlubiny východních Karpat v Oltenii (T. I o r g u l e s c u, 1958) je od báze charakterizován *orbulinovým horizontem*, v jehož nadloží leží horizont s *Uvigerina pygmea, Rhabdammina abyssorum, Globigerina bulloides, Bathysiphon sp.* atd. Tyto vrstvy přecházejí do solinosného obzoru, v jehož nadloží je *radiolariový* obzor, dále pak vrstvy se *spirialisy* a *aglutinovanou* mikrofaunou, v jejímž nadloží jsou vrstvy s *Cibicides lobatulus* (W a l k e r et J a c o b), *Quinqueloculina laevigata* O r b., srovnávané s buhlovskými vrstvami, řazenými do spodního sarmatu.

Zhodnotíme-li vývoj svrchního tortonu, t. j. vrstev uložených v podloží zóny *velkých elphidií* a v nadloží „lagedinových vývojů" ve vnějších a vnitřních pánvích v karpatském oblouku, docházíme pak k závěru o jednotném vývoji svrchního tortonu těchto pánví, od kterých se odlišuje torton vídeňské pánve, podunajské nížiny a štýrské pánve především nepřítomností vyznačeného obzoru chemických uloženin.

V další části se pokusíme zhodnotit poměry svrchního tortonu vnějších a vnitřních karpatských pánví a podat stručný přehled vývoje vrstev, řazených k tortonu v euxinsko-kaspické oblasti.

Báze tortonu je tvořena vrstvami t. zv. tarchanského stupně, t. j. vrstvami s *Amussium denudatum* (R s s.). Mikrofauna těchto vrstev byla na př. zpracována A. K. B o g d a n o v i č e m (1950) z oblasti Kubáně a O. I. D ž a n e l i d z e (1958) z Gruzie atd.

Typická fauna měkkýšů tarchanu je představována na př. (L. Š. D a v i t a š v i l i, 1932) druhy: *Amussium denudatum* (R s s.), *Cuspidaria cuspidata* O l., *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* C h e m n., *Leda pella* L., *Natica helicina* B r o c c., tedy druhy, které charakterisují „šlírové vývoje".

Mikrofaunu s *Textularia tarchanensis* B o g d., *Miliolina* aff. *boueana* (O r b.), *Miliolina selene* (K a r r e r), *Miliolina ungeriana* (O r b.), *Bolivina tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *Globigerina tarchanensis* S u b b. et. C h u t z., jen s ojedinělými, ve svrchním tortonu karpatských pánví se vyskytujícími lagenidami, lze srovnávat až se svrchním tortonem karpatských pánví. Lagenidový „lanzendorfský" vývoj nelze v tarchanských vrstvách prokázat.

Vrstvy tarchanu přecházejí do čokrakských vrstev, faunisticky značně zblížených s tarchanem, t. j. do vrstev s *Miliolina akneriana* (O r b.), *Miliolina caucasica* B o g d., *Miliolina* aff. *laevigata* (O r b.), *Miliolina austriaca eggeri* B o g d., a lze je dle A. K. B o g d a n o v i č e (1950) v západním Předkavkazí rozdělit na spodní bohatý oddíl, dále střední chudší oddíl se *spirialisy*, podle kterých byl dříve čokrak označován jako spirialisové souvrství a dále pak na nejvyšší silně ochuzený

oddíl se zakrnělou mikrofaunou. Jak uvádí B. P. Žižčenko (1958) je ve vyšší části čokrakského souvrství grozněnské oblasti sádrovcová sedimentace.

V nadloží čokraku jsou dle B. P. Žižčenka (1958) značně vyslazené vrstvy karaganu se *Spaniodontella pulchella* Baily, *Spaniodontella opistodon* Andrus., na jejich bázi je vyvinut *spirialisový* slín.

V nadloží karaganských vrstev dochází k sedimentaci t. zv. foladových vrstev (z r. *Barnea)*, které s vyššími sartaganskými vrstvami jsou řazeny do spodní části konkských vrstev. Svrchní části konkských vrstev t. zv. veseljanské vrstvy patří dle B. P. Žižčenka (1958) a dalších sovětských autorů již ke svrchnímu miocénu — spodnímu sarmatu.

*

Po přehledném zhodnocení můžeme nyní přistoupit ke korelačním studiím ve svrchním tortonu a buhlovských vrstvách v Paratethydě.

V basálních vrstvách svrchního tortonu vnějších i vnitřních karpatských pánví a tortonu euxinsko-kaspické oblasti, t. j. tarchanu, zásadně chybí bohatý lagenidový vývoj ve smyslu spodního tortonu čelní hlubiny Karpat, vídeňské pánve, podunajské nížiny a pánve štýrské.

V hrubých rysech, až na menší rozdíly, lze korelovat vrstvy v podloží horizontu chemických uloženin ve svrchním tortonu karpatských pánví s tarchanem a se spodní částí čokraku euxinsko-kaspické oblasti.

K osvětlení dalších závislostí je nutné podat přehledně paleogeografický vývoj tortonu, který může přinést vysvětlení k místním rozdílným vertikálním vývojům. Jak již bylo zdůrazněno, lze ve spodním tortonu předpokládat spojení na jih do oblasti Tethydy S až SV terstského zálivu a dále případně transegejskou brázdou do dnes nepřístupné části euxinsko-kaspické oblasti, t. j. do prostoru Černého moře.

Ke konci spodního tortonu, patrně již ve svrchní lagenidové subzóně, dochází k prvním projevům izolace oblasti Paratethydy od Tethydy. Silné pohyby, ke kterým pak dochází v oblasti Paratethydy, se projevují vznikem nových, či obnovením dočasně zaniklých sedimentačních prostorů, ve kterých však vlivem omezeného spojení se postupně vytváří (ve vztahu k Tethydě) endemická společenstvá, t. j. redukované avšak kvantitativně bohaté associace bez nejtypičtějších mediterranních elementů, t. j. především bez zástupců čeledi *Lagenidae.*

V této době dochází zároveň k diferenciaci v laterálním vývoji v Paratethydě. Oblasti ležící nejblíže k předpokládanému spojení s oblastí Tethydy na vnitřní straně karpatského oblouku, t. j. vídeňská a pannonská pánev a jejich výběžky mají zhruba jednotný vývoj s bohatým teplomilným planktonem, reprezentovaným ojedinělými zástupci čeledi *Lagenidae.*

Další fáze pohybů v Paratethydě je pro její vývoj neobyčejně významná. Dochází k silné izolaci čelní hlubiny Karpat a východních vnitřních pánví Karpat a k ukládání chemických uloženin.

V oblasti vídeňské a pannonské pánve a jejich západních okrajových oblastí není tento význačný horizont uložen, pravděpodobně pro nedostatečnou izolaci od oblastí Tethydy a snad i pro silné přítoky sladkých vod z oblasti Českého masivu do vídeňské pánve, které hrají určitou negativní roli pro vytvoření solinosného horizontu. Pokračující ztráta spojení se zde projevuje ochuzením vyšší části subzóny se *Spiroplectammina carinata* (Orb.) a později nástupem bulimino-bolivinové associace.

V černomořských a kaspických pánvích dochází ve vyšších vrstvách čokraku, jak již bylo v předešlých statích zdůrazněno, také k lokálnímu ukládání chemických uloženin.

V karpatských pánvích (zvláště v čelní hlubině) patří k nejtypičtějším korelačním horizontům svrchního tortonu spirialisový obzor, v podloží lokálně s „radiolariemi" [s druhy na př. *Spirialis andrusovi* Kittl., *Spirialis hospes* (Rolle), *Spirialis subtarchanensis* Žižčenko, *Spirialis valvatina* Rss., *Spirialis koeneni* Kittl.] Zaujímá konstantní polohu nad horizontem chemických uloženin. Jak již bylo zdůrazněno, dochází v čokrakských vrstvách i tam, kde se neukládají chemické sedimenty, ve vyšších částech těchto vrstev k vytvoření bohatých spirialisových společenstev.

Na rozhraní čokraku a karaganu v euxinsko-kaspické oblasti je vyvinut typický spirialisový horizont (sernovodské vrstvy), v jehož nadloží je pak uloženo karaganské souvrství silně ochuzené, faciálně značně proměnlivé.

B. P. Žižčenko (1958) srovnává karaganské uloženiny s horizontem chemických uloženin na západní Ukrajině v čelní hlubině.

Vyjdeme-li však z pozice spirialisových vrstev, z jejich konstantního uložení a nejvyšší pravděpodobné časové ekvivalence, docházíme k závěru, že horizont chemických uloženin Předkarpatí je starší karaganských vrstev a odpovídá vyšší části čokraku až bázi karaganu euxinsko-kaspické oblasti.

V oblasti ukládání vrstev odpovídajících karaganu nedochází v nadloží spirialisového horizontu k tak rychlému obohacení faun a k zlepšení životných podmínek jako v ostatních, zvláště západnějších pánvích Paratethydy, patrně vlivem déle trvající izolace této oblasti.

Později dochází patrně k poklesávání euxinsko-kaspické oblasti; na karagan se transgresívně uložily foladové vrstvy se zástupci rodu *Barnea* a dále vrstvy sartaganské s poměrně bohatou *bulimino-uvigerinovou* faunou, dále *Anomia ephippium* L., *Chlamys malvinae* Dub., tedy s faunou, která může odpovídat buliminobolivinové subzóně karpatských pánví v podloží vrstev zařazených do ekvivalentů buhlovského souvrství.

Otázkou zůstává přesnější paralelizace svrchního tortonu vídeňské pánve a pannonské pánve a jejich výběžků s ostatními pánvemi Paratethydy. Ve vídeňské pánvi na rozhraní spiroplectamminové subzóny a bulimino-bolivinové zóny byly pozorovány známky určitého vyslazení.

Toto období je však velmi rychle vystřídáno poměrně bohatými, v pánevním vývoji ještě stenohalinními společenstvy.

Ve vídeňské i pannonské pánvi a jejich výběžcích není spirialisový horizont tak typicky vyvinut jako v ostatních popisovaných oblastech. Zástupci tohoto rodu, jak bylo ukázáno, se rozšiřují masově a poměrně náhle v pánvích po sedimentaci horizontu chemických uloženin, tedy v sedimentačních prostorách, které jsou pro vývoj benthosní fauny značně nepříznivé. Jejich rozšíření je patrně vázáno na nově vzniklé proudy.

Chemické sedimenty paralelizujeme předběžně s nejvyšší částí subzóny se *Spiroplectammina carinata*. Podložní faunisticky bohatou subzónu se *Spiroplectammina carinata* srovnáváme s tarchanem a se spodní částí čokraku euxinsko-kaspické oblasti.

Vyšší části tortonu nad sádrovcem, bulimino-bolivinové vrstvy vídeňské a pannonské pánve odpovídají časově pravděpodobně převážně karaganským uloženinám a foladovým vrstvám, sartaganským vrstvám konkského horizontu, které mají ještě částečně stenohalinní faunu.

Dostáváme se tak k otázce hraničních vrstev tortonu a sarmatu a tím k postavení buhlovského horizontu. V našich starších pracech na př. I. C i c h a (1959), I. Z a p l e t a l o v á (1960) jsme pokládali svrchní část konkských vrstev, t. j. vrstvy veseljanské na základě starších literárních údajů o faunách z těchto vrstev, za stejně staré s buhlovskými vrstvami, a kladli je ke svrchnímu tortonu.

Studium materiálu, především mikrofauny z klasické lokality buhlovských vrstev (materiál L. S. Pišvanové a I. V. Venglinského ze Lvova) však ukázalo, že buhlovské vrstvy s mikrofaunou s *Cibicides* aff. *lobatulus* (W a l k. e t J a c o b), *Quinqueloculina consobrina* O r b., *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium reginum* (O r b.), *Elphidium aculeatum* (O r b.), *Elphidium josephinum ukrainica* S e r o v a atd., odpovídají typické spodnosarmatské mikrofauně vnitrokarpatských pánví a nelze je srovnávat s nejvyššími tortonskými vrstvami, t. j. s pestrým vývojem, rotaliovými vrstvami vídeňské pánve a podunajské nížiny ani s brakickým tortonem východního Slovenska.

S těmito nejvyššími vrstvami svrchního tortonu lze však srovnávat nejmladší část konkského souvrství, t. j. vrstvy veseljanské, které zcela zřetelně zastupují ještě regresivní silně ochuzené vrstvy tortonu. Ve fauně těchto vrstev se objevují některé druhy, které přecházejí do sarmatu. Vývoj těchto faun je však spojen s postupným vyslazováním.

Svrchní torton západních oblastí Paratethydy je ukončen ukládáním prakticky sterilních vrstev, což je celkem logické, uvážíme-li, že jde o typickou okrajovou oblast paratethydního sedimentačního prostoru. Směrem do centra Paratethydy, tedy k východu se však regrese neprojevuje tak markantním vyslazováním, ale postupnou redukcí stenohalinních prvků a rozvojem brakických druhů. Vznikají společenstva, typická svým indiferentním ekologicky brachy-oligohalinním charak-

terem pro toto období. Jde o souvrství, které ukončuje období rozvoje mediterranních faun, ale ještě neznamená nástup nového faunistického cyklu.

Domníváme se, že konkské vrstvy nutno klást na př. na rozdíl od B. P. Žižčenka (1958) ještě ke střednímu miocénu, t. j. k tortonu.

K revolučním změnám ve vývoji faun dochází až na hranici torton-buhlov — volhyn, kdy teprve dochází k maxim. rozvoji sarmatské fauny měkkýšů a z foraminifer fauny velkých elphidií.

Závěr

Studium tortonu Paratethydy, především z hlediska fauny dírkovců přineslo řadu závěrů a bylo možno stanovit v hrubých rysech korelaci tortonských vrstev na rozsáhlejších areálech. K definitivnímu sjednocení názoru však nutno provést ještě řadu studií, především i z hlediska makrofauny. Tak na př. J. Seneš (1959) předpokládá, že v euxinsko-kaspické oblasti jsou z tortonu vyvinuty jen vrstvy ekvivalentní svrchnímu t. j. *bulimino-bolivinovému* a *rotaliovému* tortonu karpatských pánví, zatím co ekvivalenty vrstev se *Spiroplectammina carinata* zde nemají být vyvinuty.

Tomuto názoru odporuje vývoj mikrofaun jak vyplývá z této práce.

Na druhé straně sovětští geologové (na př. B. P. Žižčenko, 1958) předpokládají mezi majkopem a tarchanem nepřerušenou sedimentaci na základě postupných litologických přechodů v rozmezí 1—2 m přesto, že objevení se nových faunistických elementů je zcela náhlé a faunistické přechody mezi majkopem a tarchanem neexistují. Ukazuje se, že je nutno provést i řadu petrografických studií, které dovolí řešit tento problém i z jiných hledisek než paleontologických.

Předložená práce sleduje vyvolání diskuse, která by vedla ke konečnému, zcela platnému sjednocení názorů na korelaci tortonu Paratethydy.

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATURA

[1] Alexandrowicz S., 1958: Zarys stratigrafii mikrofaunisticznej sląsko-krakowskiego miocenu. — Kwartalnik geologiczny, No. 1, Warszawa. — [2] Andrusov D., 1931: Geologické posouzení vrteb S_5 a S_6 v opavsko-hlučínském miocénu. — Geofond ÚÚG, Praha. — [3] Bogdanovič A. K., 1950a: Čokrakskije foraminifery Zapadnogo Predkavkazija. — Mikrofauna SSSR, sbor. IV., Leningrad, Moskva. — [4] Bogdanovič A. K., 1950b: Tarchanskije otloženija Kubani v světě izučenija mikrofauny. — Mikrofauna SSSR, sbor. IV., Leningrad, Moskva. — [5] Bogsch L., 1936: Tortonische Fauna von Nógradszakál. — Mitteil. Jahrb. d. klg. ungar. Geol. Anstalt, Bd. XXXI., Heft 1, Budapest. — [6] Buday T., 1937: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku.—Rozpravy II. třídy České akademie, roč. XLVII., č. 17. Praha. — [7] Buday T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. — Příroda, roč. XXXII,. č. 3, Brno. — [8] Buday T., Urban K., 1941: Přehled geologie jihomoravského neogénu. Zprávy St. G. Ú., XVII., Praha. — [9] Buday T., 1946: Několik poznámek ke stratigrafii

a paleogeografii tortonu v západních částech Dolnomoravského úvalu. — Věstník St. G. Ú., XXI., Praha. — [10] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. — Věstník ÚÚG, roč. XXX., Praha. — [11] Buday T., Cicha I., 1956: Zpráva o výzkumech v neogénu Dolnomoravského úvalu za rok 1955. — Geofond ÚÚ, Praha. — [12] Buday T., Cicha I., 1957a: Přehled vývoje neogénu vnější alpsko-karpatské pánve na Moravě (tabulka). — Věstník ÚÚG, roč. XXXII., č. 6, Praha. — [13] Buday T., Cicha I., 1957b: Přehledná tabulka vývoje neogénu ve vnitroalpské pánvi vídeňské. — Věstník ÚÚG, roč. XXXII., č. 6. Praha. — [14] Buday T., Cicha I., 1957c: Přehledná tabulka vývoje neogénu v Považí a při východním úpatí Malých Karpat. — Věstník ÚÚG, roč. XXXII., č. 6, Praha. — [15] Buday T., 1959a: Vývoj neogénu v západních Karpatech. — Časopis pro mineralogii a geologii, č. 4, Praha. — [16] Buday T., 1959b: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR, list Košice. — Geofond ÚÚG, Praha. — [17] Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. — Geol. práce, Zprávy I., GÚDŠ, Bratislava. — [18] Cicha I., Tejkal J., Paulík J., 1956: Poznámky ke stratigrafii a geologii jihozápadní části vněkarpatské pánve na Moravě. — Sborník ÚÚG, odd. paleont., sv. 23. Praha. — [19] Cicha I., 1956: Zpráva o mikrobiostratigrafii středně miocenních sedimentů mezi Lakšárskou Novou Vsí a Plaveckým sv. Petrem. — Geofond ÚÚG, Praha. — [20] Cicha I., 1957: Mikrofauna spodního tortonu vněkarpatské pánve na Moravě. — Věstník ÚÚG, roč. XXXII., č. 6, Praha. — [21] Cicha I., Tejkal J., 1958: Paleontologické poměry spodnotortonských t. zv. brněnských písků v okolí Oslavan a Syrovic (vněkarpatská pánev na Moravě). Časopis pro mineralogii a geologii, č. 1, sv. III. Praha. — [22] Cicha I., 1958: Zpráva o srovnávacích mikrobiostratigrafických výzkumech v západnějších částech miocénu Paratethydy. — Zprávy o geol. výzkumech za rok 1957, Praha. — [23] Cicha I., Dorníč J., 1959: Vývoj miocénu Boskovické brázdy mezi Tišnovem a Ústí n. Orlicí. — Sborník ÚÚG, Praha, sv. 26. — [24] Cicha I., 1959: Mikrobiostratigrafie miocénu ostravské oblasti. — Sborník ÚÚG, odd. paleont., sv. 26. Praha. — [25] Cicha I., 1959: Kurze Uebersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpinkarpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet — „Karpatien" nom. nov. — Neogenní sjezd ve Vídni (referát). — [26] Cicha I., 1959j: Několik poznámek k problematice vztahů předkarpatského, zakarpatského a československého miocénu z hlediska mikrofauny. — Věstník ÚÚG, č. 4. Praha — [27] Cicha I., 1959: Stratigrafie miocénu karpatských pánví ČSR s přihlédnutím k vývoji dírkovců ve vztazích k Paratethydě. — Kand. dis. práce, Geofond ÚÚG. Praha. — [28] Cicha I., 1960: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech na listu gen. mapy Trebišov. — Zprávy o geol. výzkumech za rok 1959, Praha (v tisku). — [29] Cicha I., 1960: Zpráva o studijní cestě do SSSR za rok 1960. — Geofond ÚÚG, Praha. — [30] Csepreghy — Meznerics I., 1958: Remarques sur la Stratigraphie du Miocene. — Congres des Societes savantes — Miocene, Paris. — [31] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej uholnej panvy. — Geol. práce, zoš. 33. Bratislava. — [32] Čechovič V., Seneš J., 1950: Tortón z okolia Modrého Kameňa. — Geol. sborník SAV, I. Bratislava. — [33] Danihelová R., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. — Geol. sbor. roč. V., č. 1—4., Bratislava. — [34] Dlabač M., 1956: Řešení otázek akumulace nafty v sarmatu a tortonu vídeňské pánve. — Zpráva VÚN, Brno. — [35] Drooger C. W., 1956: Transatlantic correlation of the Oligo-Miocene by means of Foraminifera. — Mikropaleontology, vol. 2., No 2. New York. — [36] Drooger C. W., Papp A., Socin C., 1957: Ueber die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. — Anzeiger math. naturw. Klasse der Öster. Akad. Wiss., Jahrgang 1957, No 1. Wien. — [37] Džanelidze O. I., 1958: Foraminifery tarchanskogo gorizonta Gruzii. — Trudy instituta paleobiologii, IV. Tbilisi. — [38] Friedberg W., 1934: Die Pectiniden des Miocäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. — Bulletin de l'Academie des Sciences de Cracovie, Krakow. — [39] Grill R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molasse-

anteilen. — Öel und Kohle, XXXVII, Berlin. — [40] Grill R., 1943: Ueber mikropaleontologischen Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. d. Reichsamtes. f. Bodenforschung, Bd. 6. Wien. — [41] Grill R., 1957: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg — Karlstettener Konglomerats. — Verh. Geol. B.—A., Wien. — [42] Grill R., 1958; Ueber den geologischen Aufbau des Ausseralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.—A. Heft 1. Wien. — [43] Goreckij V. A., 1953: Uspěchy izučenija neogenovoj fauny Zakarpatja. — Trudy Lvov. geol. obščestva i Gos. univ. im. N. Franko, pal. serija, vyp. 2. Lvov. — [44] Griškevič G. N., 1956: Sarmatskije otloženija Zakarpatskoj oblasti USSR. — Geol. sborník Lvov. geol. obščestva č. 2—3, Lvov. — [45] Hanо V., 1950: Tortónska fauna od Kosihoviec na južnom Slovensku. — Geol. sbor. SAV, 1. Bratislava. — [46] Homola V., Slavíková K., 1955: Zpráva o výsledcích opěrné vrtby Báhoň—1 v severozápadní části Malé dunajshké nížiny. — Závěrečná zpráva VÚN, Brno. — [47] Iorgulescu T., 1958: Contributioni la studiul micropaleontologic al neogenului din Oltenia. — Lucrarile Institutului de Petrol, Gaze si geologie din Buk., Bukuresti. — [48] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. — Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [49] Janoschek R., 1957: Das Grazer Becken. — Erdöl in Österreich, Wien. — [50] Kirchner Z., 1956: Stratygrafia miocenu przedgorza Karpat Srodkowych na podstavie mikrofauny. Acta Geol. Pol., 6. No 4, Warszawa. — [51] Koch A., 1900: Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II. Neogene Abteilung. — Mitt. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst., Budapest. — [52] Kollmann K., 1959: Das Neogen der Steiermark. — Vortrag auf d. neogen. Tagung in Wien. Wien — [53] Korobkov I. A., 1951; Molljuski sredněgo miocena Marmaršskoj vpadiny Zakarpatja. — Trudy VNIGRI, nov. serija geol. vyp. 29. — [54] Krach W., 1958; Stratygrafia miocenu dorzecza gornoj Odry i gornoj Wisly oraz jej zwiazek z obszarem wschodnim. — Kwartalnik Geologiczny 1. Tom 2. Warszawa. [55] Krach W., — Kucinski T., 1959; Neogen južného Poľska a priľahlých území. — Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [56] Kudrin L. N., 1958: Erviliovyj gorizont nižnego tortona nivděnno-zachidnoi okraini rosijskoj platformi i uslovi jevo utvorennja. — Naukovi zapiski ANU RSR, Tom. VI. Kiiv. — [57] Lehotayová-Danihelová R., 1957: Torton východního Slovenska. Věstník ÚÚG, č. 6. Praha. — [58] Luczkowska E., 1958: Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski polnocnej. — Kwartalnik Geologiczny 1, Tom. 2. Warszawa. — [59] Merklin R. L., 1953: Etapy razvitija konskogo bassejna v mioceně na juge SSSR. — BMOIP, otd. geolog. T. XXVIII. vyp. 3. Moskva. — [60] Papp A., — Turnovský K., 1953: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B.—A., B. XCVI. H. 1. Wien. — [61] Pišvanova L. S., 1957: Tablica raspredělenija komplexov mikrofauny v sredněm i věrchněm mioceně predkarpatija. — (Fotokopie tabulky z interní zprávy). — [62] Pišvanova L. S., 1958: Novyje dannyje o verchnětortonskich i nižněsarmatskich otloženijach predkarpatja. — Pal. sbor., vyp. IX. — [63] Pišvanova L. S., 1960: Foraminifery miocena predkarpatja i ich stratigrafičeskoje značenie. — Lvov 1960. — [64] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. (List Kamendín — 4861/2 a Parkan — 4861/4). — Práce Št. geol. úst., zoš. 23, Bratislava. — [65] Seneš J., 1953: Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. — Geol. sbor. SAV, IV. Bratislava. — [66] Seneš J., 1955a: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortonu východného Slovenska. — Geol. sbor. SAV, VIII, č. 3—4, Bratislava. — [67] Seneš J., 1955b: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. — Geol. práce, Zoš. 40, Bratislava. — [68] Seneš J., Švagrovský J., Neogén východného Slovenska. — Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [69] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratethydy. — Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [70] Serova M. J., 1955: Stratigrafija i fauna foraminifer miocenovych otloženij Predkarpatja. — Mat. po biostratigrafii zapadnych oblastěj Ukrajinskoj SSR, Moskva. — [71] Schaffer F. X., 1897: Der Marine-Tegel von Theben — Neudorf in Ungarn.

— Jahrb. Geol. R.—A., XLVII, Wien. — [72] Sieber R., 1937: Neue Beiträge zur Stratigraphie und Faunengeschichte des österreichischen Jungtertiärs. — Petroleum, Bd. 33, No. 18, Wien. [73] Stančeva M., 1959: Mikrofaunistic Charakteristic of the tortonian in North — Western Bulgaria. — Travaux sur le geologie de Bulgaria. Ser. Pal. Vol. 1, Sofie. — [74] Stevanovič P. M., 1959: Das Neogen in Jugoslavien in seiner Beziehung zum Wiener Becken. — Přednáška na neogenním sjezdu ve Vídni, Vídeň. — [75] Špička V., Zapletalová I., 1956: Příspěvek k poznání spodního a středního miocénu v SV části vídeňské pánve. — Práce Ústavu pro naft. výzkum, řada E, č. 23.—25, Brno. — [76] Špička V., 1959: Příspěvek ke stratigrafii sarmatu a svrchního tortonu vídeňské pánve. — Věstník ÚÚG, roč. XXXIV. Praha. — [77] Švagrovský J., 1955: Neogenná fauna východného Slovenska. Časť II. — Geol. sbor. VI. Bratislava. — [78] Tejkal J., 1956: Mlži z tortonských písků z Kinberka u Mikulova. — Sborník ÚÚG, 22/55, odd. paleontol. Praha. — [79] Tollmann A., 1955: Die Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht. — Sitz Öster. Ak. d. Wiss. (mat.-nat.-kl.). Abt. I. 164b, H. 4—5, Wien. — [80] Tomor J., 1957: Köolaj és földgázkutatasok a Dunantulon. — Köolajkutata és Feltárés Módszerei Magyarországon. — [81] Tomor J., 1958: A magyarországi olajkutatás új eredmenyei és lehetősegei. — Bányaszati Lapok Köolaj — 10—11 sz. Budapest. — [82] Toula F., 1900: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March. — Verh. d. Vereins f. Nat. und Heilkunde zu Pressburg, Bratislava. — [83] Toula F., 1914: Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March und seine Mikrofauna. — Jb. Geol. R.—A. 64, 1914, Wien. — [84] Vašíček M., 1946: Moravská neogenní orbulineta a jejich stratigrafické svědectví. — Věstník St. GÚ. roč. XXI. Praha. — [85] Vašíček M., 1951: Současný stav mikrobiostratigrafického výzkumu miocenních sedimentů ve vněkarpatské neogenní pánvi na Moravě. — Sborník ÚÚG, XVIII. odd. paleont. Praha. — [86] Venglinskij I. V., 1953: O mikropaleontologičeskich issledovanijach sredněmiocenovych otloženij věrchnětissenskoj vpadiny zakarpatskoj oblasti. — Trudy Lvov. geol. obščestva pri Gos. Un. I. Fr., pal. serija, vyp. 2. Lvov. — [87] Venglinskij I. V., 1956: Do pitanija pro serednosarmatski vikladi Zakarpatskoj oblasti. — Geol. žurnal, Tom XVI. vyp. 2. Lvov. — [88] Venglinskij I. V., 1958: Foraminifery miocenu Zakarpatja. — Akad. nauk. Ukrajinskoj SSR, Inst. geol. korisnich kopalin, Kyjev. — [89] Vjalov O. S., 1951: Schema dělenija miocena Pradkarpatja. — Dokl. Akad. nauk SSSR, Tom LXXVIII., No. 5. Moskva. — [90] Vjalov O. S. 1956: K stratigrafii miocena Zakarpatja. — Geol. sbornik Lvov. geol. obšč. No. 2—3, Lvov. — [91] Zapletalová I., 1957: Dnešní stav mikrostratigrafického průzkumu tortonu v Dolnomoravském úvalu. — Věstník ÚÚG, roč. XXXII. č. 6. Praha. — [92] Zapletalová I., 1958: Stratigrafie opěrného vrtu Diakovce — 1. — Závěr. zpráva Ústavu pro výzk. naft. Brno. — [93] Zapletalová I., 1959: Stratigrafie a biofaciální vývoj opěrného vrtu Sečovce — 1, ve světle mikropaleontologického výzkumu. — Interní zpráva ČND, Hodonín. — [94] Žižčenko B. P., 1958: Principy stratigrafii i unificirovanija schema kejnozoja. — Gostoptechizdat, Moskva.

IVAN CICHA

VERSUCH EINER KORRELATION DES TORTONS IN DEN PARATETHYSCHEN BECKEN

In den alpin-karpatischen Becken können im Torton zwei Ablagerungszyklen festgestellt werden, und zwar der untere und der obere, die sich faunistich voneinander deutlich unterscheiden und der Karpatischen Stufe („Oberhelvet") transgressiv auflagern.

Das untere Torton ist in den alpin-karpatischen Becken durch eine Lageniden-Foraminiferenfauna charakterisiert. In den neogenen Becken der Tschechoslowakei ist das Untertorton

aus der Vortiefe in Mähren, im Wiener Becken, in der Donautiefebene und im süd- u. ostslowakischen neogenen Becken bekannt. Beim Untertorton der Vortiefe kann man zwei faunistisch und lithologisch abweichende Entwicklungen unterscheiden, die sich faziell gegensteitig vertreten. Die erstere Entwicklung ist an den SW Teil der Vortiefe in Mähren und in Oesterreich gebunden und lithologisch durch die oberen Grunder Sande, Tegel und durch die regressiven Lithothamnienkalke charakterisiert. Die zweite, sog. Ostrauer Entwicklung ist durch basale Klastika und Schlier charakterisiert. Die letztere Enticklung weist enge faunistische Beziehungen zum unteren Torton in der karpatischen Vortiefe und in Polen auf. Die mikrofaunistischen Zonen dieser Gebiete (Polen, Ostrau) sind fast identisch und können in folgende Horizonte geteilt werden (Z. Kirchner, 1956; St. Alexandrowisz, 1958; I. Cicha, 1959).

a) Horizont mit *Amphistegina* und *Heterostegina,*
b) Horizont mit *Orbulina suturalis,*
c) Uebergangshorizont *(Orbulina — Valvulineria —* Horizont),
d) *Valvulineria —* Horizont;

mit dem letzgenannten Horizont ist die Ablagerung des unteren Tortons in diesem Gebiet abgeschlossen. Eine ähnliche Entwicklung begegnen wir auch in der karpatischen Vortiefe im Gebiet der UdSSR in den Schichten mit *Candorbulina universa* (die unteren Abschnitte der Bogorodschany-Serie im tieferen Liegenden des Anhydrit-Horizontes). Diese Ablagerungen stellen eigentlich das am weitesten nach Osten vorgedrungene Vorkommen des unteren Tortons in der Paratethys dar. Im euxin-kaspischen Gebiet konnte das untere Torton vorläufig nicht festgestellt werden.

Die Entwicklung des südwestlichen Teiles der Vortiefe ist dem unteren Torton im Wiener Becken und in der Donautiefebene sehr ähnlich. Das untere Torton im ostslowakischen Neogen in der klastischen Fazies ist durch eine planktonische Enwicklung charakterisiert. Faunistisch sind alle erwähnten Gebiete sehr ähnlich; besonders in der Vortiefe und im Wiener Becken kann man eine untere und eine obere Lageniden-Subzone mit charakteristischer Mikrofauna unterscheiden. Für die untere Subzone sind besonders folgende Arten charakteristisch: *Robulus echinatus* (Orb.), *Planularia antillea ostraviensis* Vašíček, *Planularis dentata* (Karrer), *Vaginulina legumen* (L.), *Planularia wuellerstorfi* (Schwager), *Bolivina hebes* Macfayden, *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor. In der oberen Lageniden-Subzone beobachtet man eine erkenntliche Verarmung der Fauna; häufiger kommen hauptsächlich *Robulus cultratus* Montfort, *Robulus calcar* (L.), *Cibicides* div. sp., *Bolivina antiqua* Orb. *Bolivina* aff. *fastigia* Cushman, *Bolivina hebes* Macfayden usw. for. Zu dieser Subzone gehört auch die regressive Schichtfolge von Lithothamnienkalken der Vortiefe, welche allerdings im Winner Becken an der Basis des oberen Tortons (Buday, 1955) liegt.

Die Molluskenfauna des unteren Tortons aus dem karpatischen Becken wurde nicht revidiert. Unter Pectinidenfauna findet man auch solche Arten, die in den unteren Abschnitten des Miozäns nicht bekannt sind, z. B. *Chlamys solarium* (L.), *Pecten besseri* Andrz., *Chlamys elegans* Andrz., *Chlamys koheni* (Fuchs) (W. Krach, 1958). Zum unteren Torton gehören weiter auch die Ablagerungen in Nagybáton (SW Ungarns), im Steyer Becken (K. Kollmann, 1959), in Nordjugoslawien, im Siebenbürgischen Becken (bei Lapuga) wie auch in NW Bulgarien. Das untere Torton ist mit dem Sedimentationsraum der Karpatischen Stufe (karpatische Zeiteinheit — „Oberhelvet") eng verbunden. Während des unteren Tortons hat sich die mittelmiozäne Transgression bis in die Vortiefe Polens und der UdSSR, wie auch in die innerkarpatischen Becken und weiter nach Osten bis in westliche Gebiete der UdSSR, Rumäniens und Bulgariens verbreitet. Die Existenz einer Verbindung in südlicher Richtung, mit dem Gebiet der Tethys vermuten wir hauptsächlich über das Gebiet zwischen den Julischen Alpen und dem Dinar-Gebirge.

Das obere Torton in den karpatischen Becken liegt meistens transgressiv auf dem unteren Torton und besitzt sowohl im äusseren als auch im inneren Karpatenbogen eine charakteristische Entwicklung. An dessen Basis ist eine Schichtfolge mit ziemlich reicher agglutinierter Mikrofauna (mit *Spiroplectammina carinata* (Orb.), *Pseudotriplasia* div. sp., *Bulimina* div. sp., *Uvigerina* div. sp., Vertreter der Gattung *Globigerinidae)* entwickelt. In ihrem Hangenden ist in der Vortiefe im Gebiet der Tschechoslowakei und der Karpaten-Ukraine ein Horizont mit chemischen Sedimenten (Salz, Gipsstein usw.) entwickelt Im Wiener Becken und in den westlichen Gebieten des pannonischen Beckens findet man diesen bedeutsamen Horizont nicht.

Die Sedimentation des oberen Tortons verlief in der Parathethys mit gleichzeitiger Unterbrechung der Verbindung mit der Tethys, die wir durch dieselben Wege voraussetzen wie während des unteren Tortons. In den Gebieten, welche zu jener Zeit eine bessere Verbindung mit der Tethys basassen, haben sich die für die Ablagerung der chemischen Sedimente günstigen Bedingungen nicht geschaffen.

Im Hangenden der agglutinierten und chemischen Ablagerungen ist ein für die Paratethys charakteristischer Korrelationshorizont, sog. *Spirialis*-Horizont mit *Spirialis valvatina* Rss., *Spirialis koeneni* Kittl, *Spirialis stenogyra* Phil., *Spirialis tarchanensis* Kittl. entwickelt. Auf Grund dieser Schichten kann eine Korrelation des oberen Tortons aus den karpatischen Becken mit dem aus dem euxin-kaspischen Gebiet durchgeführt werden. Der Tarchan und der untere Abschnitt des Tschokrak besitzt in diesen Gebieten in groben Zügen ähnliche Entwicklung wie das obere Torton im Liegenden des Horizontes mit chemischen Sedimenten. In den höheren Lagen des Tschokraks kommt auch die Anhydrit-Ablagerung stellenweise vor. Der *Spirialis*-Horizont ist in diesem Gebiet an der Grenze Karagan-Tschokrak entwickelt und kann mit dem aequivalenten Horizont der karpatischen Becken parallelisiert werden. In seinem Hangenden haben sich in den karpatischen Becken die Schichten mit einer stenohalinen Fauna, also die Schichten mit der *Bolivina-Bulimina* — Assoziation abgelagert. Diesen Schichten entsprechen in der karpatischen Vortiefe die Kosov-Schichten, in der Karpaten-Ukraine die Teresva-Schichten und die Apschiner Serie (lediglich der untere Abschnitt — die Beschikur-Schichten).

Im euxin-kaspischen Gebiet sind solche Schichten durch verarmte, faziell unterschiedliche Karagan-Schichten vertreten, z. B. mit *Spaniodontella pulchella* Baily, welche in hangende Schichten mit Pholas und in Sartagan-Schichten übergehen, die aber bereits dem unteren Teil der Konka-Schichten angehören.

An der Grenze zwischen dem Torton und dem Sarmat haben sich in den inneren und äusseren Becken der Ostkarpaten, wie auch im euxin-kaspischen Gabiet die Konka-Veseljanka-Schichten abgelagert, welche einen Übergang zwischen dem Torton und dem Sarmat darstellen und mikrofaunistisch eine regressive Schichtfolge der Torton-Schichten in der Paratethys bilden.

Während sich in den westlichen Gebieten der Paratethys gegen Ende des oberen Tortons die sterilen bunten Schichten ablagerten, im euxin-kaspischen Gebiet dauerte in den tieferen Depressionen im wesentlichen eine brachyhaline Sedimentation an. In diesen Becken wurden die primären (grundsätzlichen) Bedingungen für die Entwicklung der sarmatischen, hauptsächlich der Molluskenfaunen geschaffen.

Einen plötzlichen Umschwung in der Entwicklung der Fauna gegenüber dem Torton, kann man sowohl in quantitativer als auch in qualitativer Hinsicht im Volhynien verfolgen, weil die Mikrofauna aus der Typlokalität des Buglovians (das Material von L. S. Pischvanova und I. V. Venglinskij) dem unteren Sarmat im Wiener Becken entspricht.

Die Grenze Torton — Sarmat (d. h. zwischen dem mittleren und dem oberen Miozän) legen wir an die Basis der *Grosselphidien*-Zone im gegensatz zu einigen sowietrussischen Autoren (z. B. B. P. Schischtschenko, 1958), die Konka-Schichten bereits für Obermiozän halten.

Geologische Zentralanstalt,
Prag

EUGEN KULLMAN

VÁPENCOVODOLOMITICKÉ KOMPLEXY A ICH VZŤAH K PODZEMNÝM VODÁM

(Nemecké resumé)

Úvod

Pri hydrogeologickom výskume pramenných oblastí hlavnými problémami sú najmä: vymedzenie infiltračných území patriacich k sledovaným výverom, zistenie príčin a časovej postupnosti zmien výdatnosti, závislej od klimatických podmienok a zmeny chemizmu vôd vo vnútri komplexov.

Riešenie týchto otázok, ktoré umožňuje zhodnotiť zákonitosti pohybu podzemných vôd jednotlivých skúmaných území, je často zložité pre komplikovanú geologickú stavbu a sťažené tým, že nevieme presnejšie určiť na základe výdatnosti prameňov, prípadne zvyšovania prietoku riečnych tokov okolnosť, či nami zistené odtoky podzemných vôd odpovedajú predpokladanej plošnej rozlohe infiltračného územia, prípadne aké zákonitosti styku s horninami sa odrážajú v chemizme vôd.

S takými problémami sa stretávame často zvlášť vo vápencovo-dolomitických komplexoch mezozoika jadrových pohorí. Na základe ich riešenia na niekoľkých priaznivých lokalitách bude možno pomocou dosiahnutých výsledkov robiť uzávery aj pre hydrogeologicky zložité územia. Snaha prispieť k riešeniu tohto problému viedla nás k dlhšiemu sledovaniu vhodnej oblasti v Strážovskej hornatine; stručný súhrn doteraz získaných poznatkov podávam v tomto príspevku.

Zemepisný prehľad a stručné geologické a geomorfologické pomery územia

Sledované územie, ktoré je časťou horskej skupiny Žihľavníka, geograficky patrí Strážovskej hornatine; rozprestiera sa zhruba medzi Dolnou Porubou, Šípkovom, Slatinou, Slatinkou a Omšením.

Budované je dvoma geologickými sériami: jednotkou krížňanskou a chočskou. Krížňanská séria, tvoriaca podložie rozsiahlej vápencovodolomitickej kryhy vyššej jednotky, obklopuje ju zo severu, východu a západu. Pri južnom okraji vystupuje podložie zjavne pri Slatine a Slatinke. Jeho prítomnosť možno predpokladať pod

aluviálnymi náplavmi rieky Bebravy, prípadne blízko pod povrchom i v oblasti medzi Slatinou a Slatinkou. Je zastúpené najmladšími členmi jednotky — súvrstviami neokomu a albu. Neokom reprezentujú silne zvrásnené sliene a slienité vápence. Alb tvoria sivomodré slieňovce s vložkami pieskovcov. Ich značná rozpadavosť a malá odolnosť proti zvetrávaniu umožňujú rýchle zarovnávanie reliéfu a v miestach výstupu na povrch vytvárajú mierne svahy.

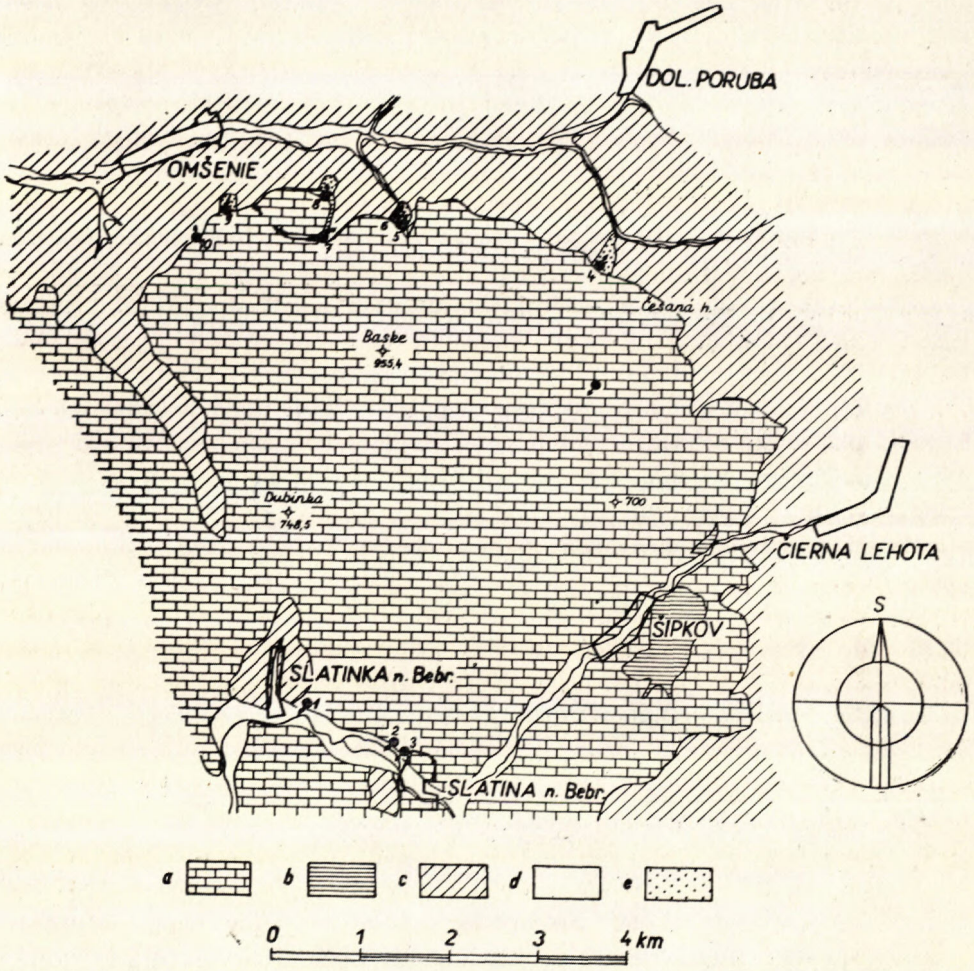
Morfologicky odlišný je nadložný vápencovodolomitický komplex. Rozhranie medzi podložím a nadložím na okrajoch je doprevádzané náhlym prechodom z miernejších svahov podložia do strmých svahov nadložnej kryhy. Do vnútra územia strmé svahy s vrezanými údoliami nadobúdajú plošinový charakter s vyvinutým krasovým fenoménom. Podstatnú časť kryhy tvoria svetlé a tmavšie vápence stredného triasu s polohami strednotriasových dolomitov. Lunzské vrstvy a oponické vápence zaberajú iba nepatrnú rozlohu v severnej časti územia.

Hydrogeologické pomery

Hydrogeologické pomery sú odrazom geologickej stavby. Komplex hornín chočskej jednotky vzhľadom na prevahu vápencov, ktoré majú sklon ku krasovateniu a majú dosť veľké mocnosti, podmienil vznik dokonalého krasového fenoménu so škrapami, menšími jaskyňami, slepými údoliami a hlavne početnými závrtmi (Jamná dolina, Veľké Lúky). Dolomity sú uprostred vápencov prevažne v južnej a JV časti podstatne menej zastúpené ako vápence a nepodliehajú krasovateniu; následkom silnej rozpukanosti sú však dokonale priepustné a nenarušujú režim podzemných vôd. Silné skrasovatenie vápencov a rozpukanie dolomitov umožňuje pohltiť prakticky všetky zrážkové vody opisovaného územia, takže celý komplex je bez povrchového odtoku, miesto ktorého sa vytvárajú mohutné podzemné vodné toky. Kým horniny chočskej série sú nositeľom týchto vôd, ich usmerňovateľom sú súvrstvia krížňanskej série, ktoré tvoria nepriepustné podložie. Plytké synklinálne uloženie podložných nepriepustných súvrství s celkovým generálnym sklonom k juhu usmerňuje a sústreďuje podstatnú časť krasových podzemných vôd týmto smerom. Styk zvodnených hornín s nepriepustným podložím pri západnom a východnom okraji leží vysoko (550—700 m n. m.), kým južný a severný styk je položený oveľa nižšie v ose synklinálneho prehnutia s gener. sklonom k juhu. Podzemné toky a pramene v závislosti od uloženia nepriepustného podložia vyvierajú pri južnom a severnom okraji. Väčšina vôd vyviera pri okraji južnom, kde je styk nepriepustného podložia s nadložnými zvodnenými komplexami najnižšie (ca 280—300 m n. m.); len menšia časť vôd vyviera pri severnom okraji, kde báza vápencov je vo výške 440—500 m n. m.

Pri južnom okraji vystupujú vody komplexu do údolia Bebravy v troch najväčších prameňoch oblasti. Sú to prameň Vrchovište pri Slatinke nad Bebravou a dva pramene pri Slatine (prameň Pri moste a Pri mlyne).

Do týchto prameňov sústreďuje sa podstatná časť podzemných vodných tokov. Sú to typické krasové vývery s veľkým kolísaním výdatnosti, závislým od atmosferických zrážok (obr. 2). Oveľa menším podielom je odvodňovaný vápencovodolomitický komplex pri severnom okraji do povodia potoka Tepličky vplyvom uloženia súvrství. Vyviera tu rad prameňov podstatne menšej výdatnosti: Kráľovec I, 3,5—32 l/s; Kráľovec II, 1—3 l/s; Laštik I, 5,7—12 l/s; Laštik II, 1—12 l/s; Orňany 3—6 l/s. a rad menších prameňov.



Obr. 1. Schematická mapa hydrogeologických pomerov; zostavil E. Kullman podľa geol. mapy M. Maheľa. Vysvetlivky: a) zvodnené súvrstvie (triasové vápence a dolomity); b) nepriepustné polohy v zvodnenom súvrství (bridličnaté súvrstvie lunzu); c) nepriepustné podložie (bridlice a pieskovce albu, slienité vápence neokomu); d) alúviálne náplavy; e) travertíny. Názvy prameňov: 1 — Vrchovište, 2 — Pri mlýne, 3 — Pri moste, 4 — bez mena, 5 — Kráľovec I, 6 — Kráľovec II, 7 — bez mena, 8 — Orňany, 9 — Laštík I, 10 — Laštík II.

Vo vnútri komplexu vyvierajú iba ojedinelé pramene s nepatrnou výdatnosťou, podmienené lokálnymi príčinami (styk vápencov s dolomitmi, nepriepustná preplástka lunzských vrstiev atď.), ktoré z väčšej časti po krátkej ceste po povrchu infiltrujú znova do podzemia.

Špecifický odtok podzemných vôd územia

Merateľný odtok z celého zvodneného komplexu v pramenných výveroch umožňuje nám zistiť špecifický odtok podzemných vôd. Merateľnosť odtoku z vápencovodolomitickej kryhy je umožnená priaznivou geologickou stavbou s pramennými vývermi sústredenými na obvode, zreteľným vystupovaním nepriepustného podložia na severe, severovýchode a západe, blízkosťou podložia, prípadne jeho lokálnym vystupovaním k povrchu na juhu i juhovýchode a možnosťou vylúčenia vplyvu susedných oblastí na hydrogeologické pomery sledovaného územia.

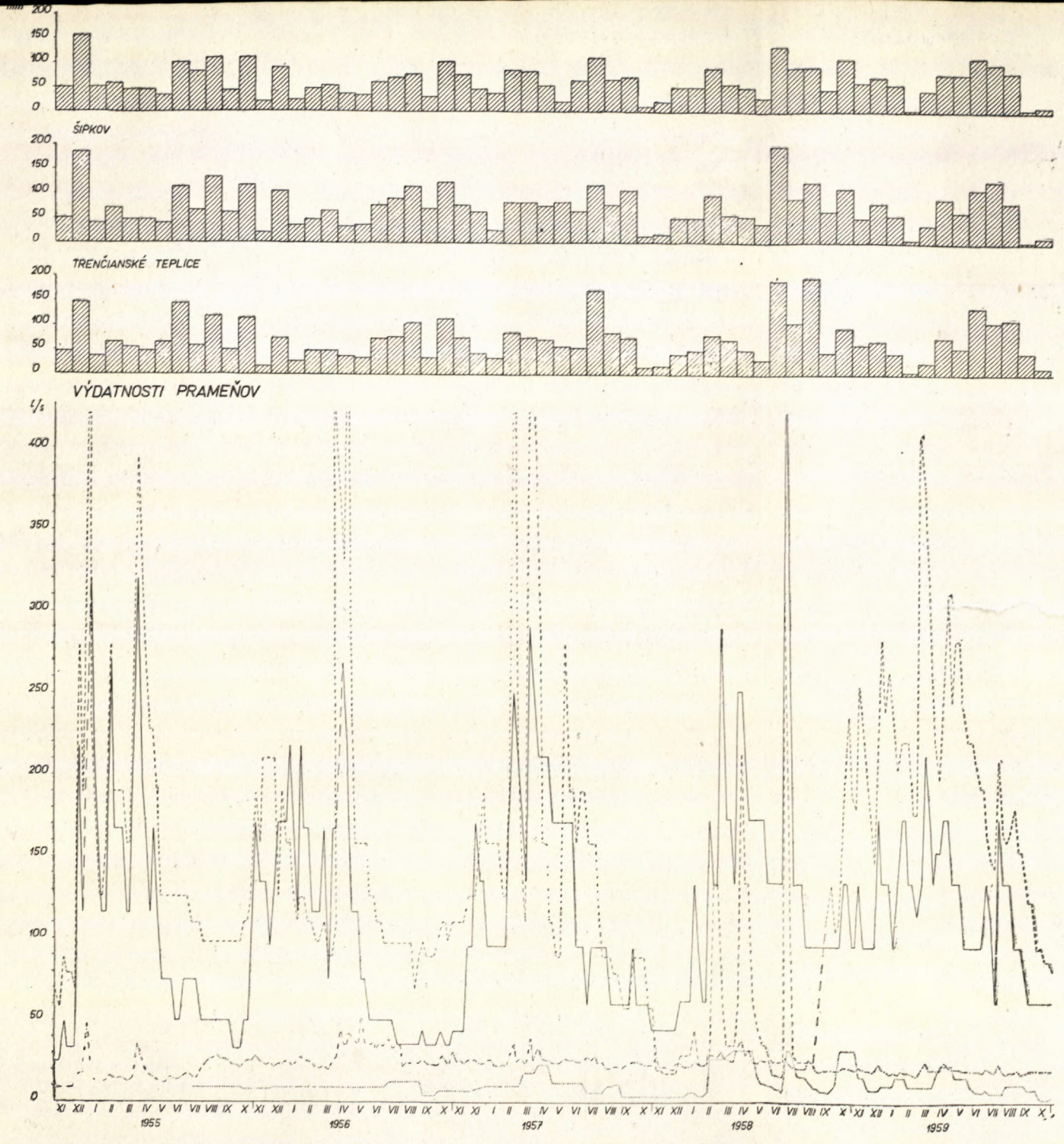
Celkové uloženie súvrství a hlavne generálny smer pohybu podzemných vôd umožňuje nám vylúčiť vplyv susedných zvodnených komplexov na juhu a juhovýchode. Keby sme napriek tomu pripustili možnosť vplyvu vápencov a dolomitov ležiacich na JV, vzhľadom na ich malú rozlohu (ca 3 km^2) nemohli by podstatnejšie skresliť celkové hydrogeologické pomery.

Z povrchových vodných tokov ako možný činiteľ vplyvov príde do úvahy iba časť horného toku riečky Bebravy. Hydrometrickými meraniami sme sledovali jeho prietok medzi Čiernou Lehotou, Šípkovom, Slatinkou a Slatinou. Nezistilo sa, žeby študovaný komplex podzemných vôd bol doplňovaný povrchovým tokom, čo by sa muselo prejaviť vzhľadom na jeho malý prietok v značných lokálnych stratách.

Na základe uvedených okolností môžeme považovať výdatnosti prameňov za odtoky podzemných vôd skúmaného územia. Vlastné územie vápencovodolomitickej kryhy zvodnených súvrství zaberá 28,8 km^2 a je prakticky bez povrchového odtoku. Zrážkové vody sú odvádzané podzemnými tokmi v prameňoch.

Za účelom sledovania vzťahu zbernej oblasti k celkovej výdatnosti prameňov bol vyčíslený celkový odtok podzemných vôd v priebehu niekoľkých rokov a jeho zmeny na základe niekoľkoročného merania prameňov vykonávaného Hydrometeorologickým ústavom a doplneného autorom. Podzemný odtok vyčíslovaný týždenne sa pohyboval takto: v roku 1955 od 120—900 l/s; v roku 1956 od 160—860 l/s; v roku 1957 od 140—870 l/s; v roku 1958 od 100—870 l/s; a v roku 1959 od 190—675 l/s. Získané hodnoty boli prepočítané vo vzťahu k ploche infiltračnej oblasti vyčíslením špecifického odtoku podzemných vôd (t. j. odtoku podzemných vôd z jedného km^2 plochy zbernej oblasti). Jeho priebeh a zmeny v rozpätí niekoľkých rokov obsahuje obr. 3.

Špecifický odtok kolíše vo veľkých medziach s minimom okolo 3,5—4 l/s v dlhodobých bezzrážkových obdobiach, a s maximom zriedkavo až 30 l/s v obdobiach bohatých na zrážky. Priemerný ročný špecifický odtok za 5 rokov kolísal



GRAFICKÉ VYJADRENIE ZÁVISLOSTI NAJVÝDATNEJŠÍCH PRAMEŇOV ÚZEMIA NA ZRÁŽKACH

PRAMEŇ „PRI MOSTE" — PRAMEŇ „VRCHOVIŠTE" — PRAMEŇ „PRI MLYNE" — PRAMEŇ „KRÁLOVEC I."

Obr. 2.

E. Kullman

od 9 do 12 l/s/km^2. Percentuálny podiel odtoku podzemných vôd územia sa pohyboval v jednotlivých rokoch od 33 % do 57 % z celkových ročných zrážok; tento podiel je prepočítaný z údajov zrážkomerných staníc Tr. Teplice, Šípkov a Horné Motešice, ležiacich v dolinách okolo sledovaného územia. Možno predpokladať, že zrážky na vlastnej vyššie položenej vápencovodolomitickej kryhe budú o niečo vyššie, a tým i percentuálny podiel odtokov bude asi o niečo nižší.

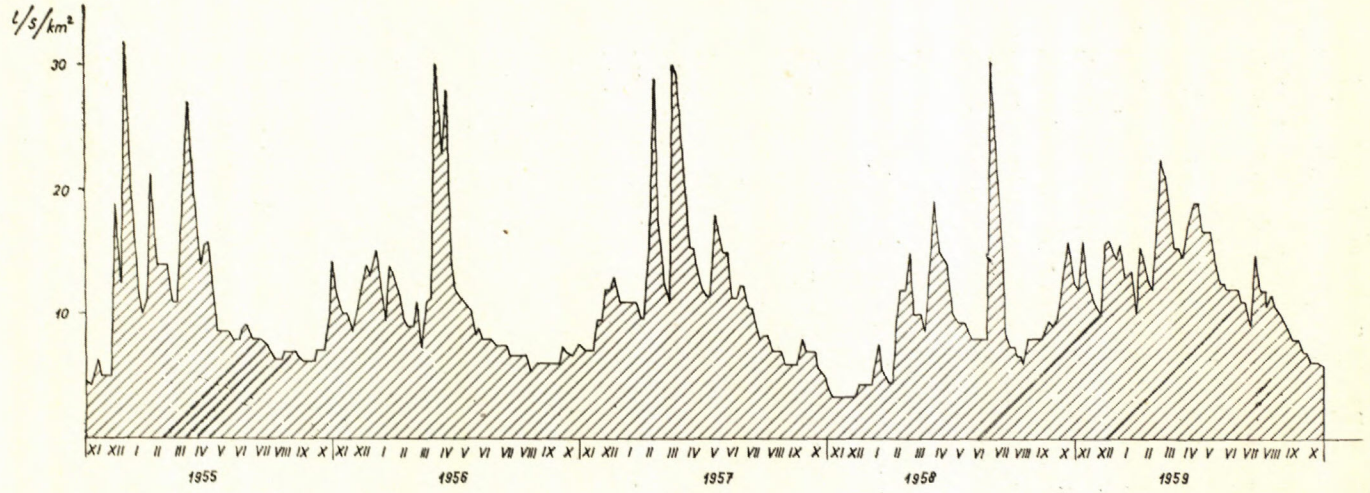
Chemizmus vôd opisovaného územia

Jednoduchá geologická stavba s väčším množstvom prameňov vyvierajúcich z toho istého komplexu v rôznych výškach od 270 až po 660 m n. m. a napájaných infiltrovanými zrážkovými vodami zhodného charakteru umožňuje nám chemicky zhodnotiť vody, prestupujúce vápencovodolomitickými súvrstviami. Časť infiltrovaných zrážkových vôd po styku s horninou na určitom úseku vplyvom geologických podmienok vystupuje na povrch, kým ďalšia časť pokračuje v prenikaní horninami. Priaznivé rozloženie prameňov dovoľuje sledovať nám, ako sa podzemné vody obohacujú minerálnymi látkami v priebehu celej cirkulácie až k najnižšie ležiacim prameňom. Zmeny chemizmu boli zistené na 7 prameňoch v rôznych nadmor. výškach vo vápencovodolomitickom komplexe a na jeho báze.

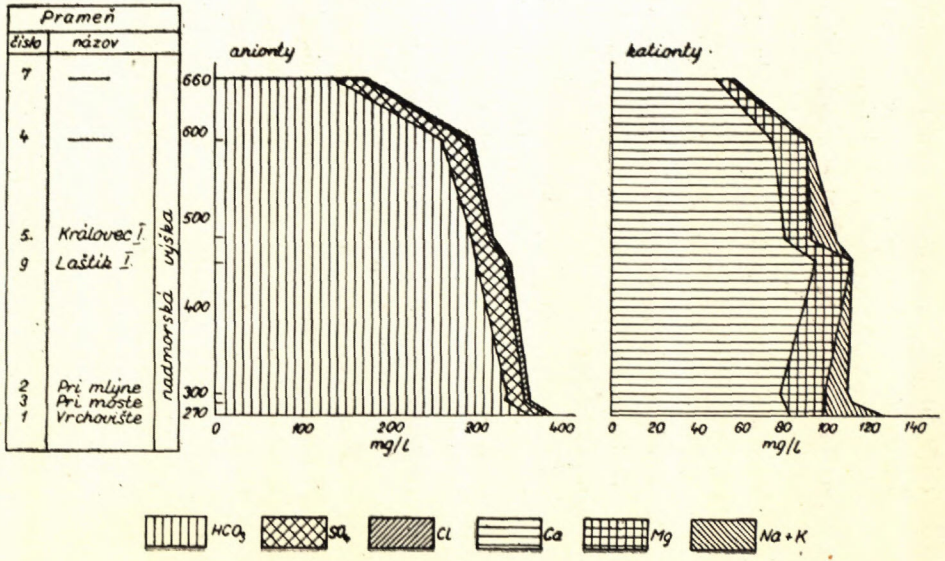
Zrážkové vody majú možnosť prenikať max. od kóty 955 m n. m., čo je súčasne najvyšším miestom študovaného územia. Pri zostupe do hĺbok časť vôd je nútená už po krátkej dráhe vystupovať na povrch. Z pozorovaných výverov najvyššie vyviera prameň č. 7 severne od vrchu Žihlavník podmienený úzkym pruhom lunzských vrstiev, ktoré umožnili jeho vznik vo výške ca 660 m n. m. Zrážkové vody prichádzajú do styku s horninami pred výstupom v prameni iba veľmi krátku dobu, čo sa odrazilo i v dosť malom obsahu minerálnych látok a celkovom odparku 141 mg/l. Ďalšie pramene ležiace nižšie prevažne na styku, alebo blízko styku s podložím obsahujú viac minerálnych látok v dôsledku dlhšej dráhy v horninách. Najvyššie leží výver č. 4 (vo výške 590 m n. m.) s celkovým odparkom 226 mg/l. U ostatných prameňov s klesaním nadmorskej výšky a tým súčasne dlhšou dobou prechodu stúpa mineralizácia, takže pramene medzi Slatinkou a Slatinou, ležiace v najnižších miestach styku priepustných súvrství s podložím (270—300 m n. m.), vykazujú najvyšší odparok 260—273 mg/l.

Grafické znázornenie zmeny obsahov hlavných iontov, v závislosti od nadmorskej výšky vyjadruje, i keď veľmi zhruba, i dĺžku pohybu vôd v hornine (ob. 4).

Hoci kolobeh vôd v horninách neprebieha všade rovnakou rýchlosťou a prechod vôd je značne komplikovaný, predsa tieto závislosti nám zhruba osvetlia zmeny chemizmu, podmienené stykom vôd s horninami. Tak obsah SO_4'' a Cl' sa u všetkých prameňov mení iba nepatrne; stúpa v prvých fázach pohybu a pri ďalšom styku s horninami sa viac-menej udržujú konštantné množstvá. Značne sa mení obsah HCO_3', ktorý stúpa, avšak nie v lineárnej závislosti na vzdialenosti. Obohacovanie spočiatku postupuje rýchlejšie a smerom do nižších polôh sa spo-



Obr. 3. Grafické vyjadrenie časového priebehu zmien špecifického odtoku podzemných vôd.



Obr. 4. Graf zmien chemizmu, závislých od dĺžky styku vôd s horninami a od ich charakteru.

maľuje. Je to zapríčinené viacerými faktormi, z ktorých hlavným je počiatočný charakter zrážkovej vody s obsahom agresívnej kyseliny uhličitej, ktorej obsah 2,4 mg/1 bol zaznamenaný ešte aj u prameňa vo výške 660 m n. m. Prenikaním do hĺbok sa agresivita zmenšuje, až sa úplne stráca.

Odlišný priebeh možno sledovať v obohacovaní vôd hlavnými katiónmi. Ich sumárny obsah narastá, i keď nepravidelnejšie v závislosti od dĺžky dráhy. Ich stálosť nie je však rovnaká. Za najstálejší podľa dosiahnutých výsledkov môžeme považovať $Mg^{"}$, zatiaľ čo obsah $Ca^{"}$ je veľmi nestály a grafické znázornenie jasne poukazuje na to, že na miestach, kde vody mali možnosť styku s horninami obsahujúcimi alkálie vo väčšom množstve, v našom prípade hlavne s nepriepustným podložím albu a neokomu, obohacujú sa vody alkáliami, hlavne $Na^{'}$ na úkor $Ca^{"}$. Dochádza tu k iontovýmene — vytláčaniu vápnika z vôd alkáliami. Najmarkantnejšie to môžeme sledovať u prameňov Vrchovište, Pri mlýne, a Pri moste medzi Slatinou a Slatinkou, ktoré vystupujú na najnižšom mieste vápencovodolomitického komplexu; tieto pramene sú napájané zrážkovými vodami, ktoré boli nútené vzhľadom k vodám ostatných pozorovaných prameňov zotrvať najdlhšie v styku s nepriepustným podložím. Tým sa vody týchto prameňov maximálne obohatili alkáliami na úkor Ca", čo vyplýva z pril. grafického vyjadrenia (obr. 4).

Tu načrtnuté zmeny chemizmu podávajú hrubý obraz o chemizme vôd vápencovodolomitických komplexov, o ich obohacovaní jednotlivými komponentmi v závislosti na dobe styku s horninou, a čiastočne i o zmene chemizmu vôd pod vplyvom ich styku s rozdielnymi horninami.

Chemizmus vôd prameňov sa nemení len vo vnútri komplexu, ale v značnej miere aj po výstupe vôd na povrch, čo úzko súvisí s tvorbou pramenných sedimentov — travertínov. Vzhľadom na ich rozdielne kvantitatívne tvorenie u jednotlivých prameňov sme sledovali príčiny tejto rozdielnosti. Travertíny vznikajú pri menších vývereoch v doline Tepličky, hlavne pod prameňmi Kráľovec I, II; Laštík I. II, Orňany a pri nepomenovanom prameni č. 4. Naproti tomu pri veľkých vyvieračkách pri Slatine a Slatinke prakticky k tvorbe travertínov nedochádza. Na objasnenie týchto zjavov boli sledované vonkajšie podmienky, lebo obe skupiny prameňov chemicky málo odlišné sa líšia podstatne svojou polohou. Kým pramene pri Slatine a Slatinke vyvierajú v najnižších miestach na dne doliny, v druhej skupine vyvierajú vo svahu nad dolinou a ich vody prekonávajú rýchlym tokom a kaskádami značné výškové rozdiely. Je zrejmé, že pri intenzívnom prevzdušňovaní, ku ktorému dochádza na spomenutých lokalitách, narúša sa bikarbonátová rovnováha v dôsledku úniku CO_2, čo má za následok prechod kyslých bikarbonátov do karbonátov vápnika, ktoré sú vo vode nerozpustné, z vody vypadávajú a podmieňujú tvorenie travertínov. Na ilustráciu zmeny chemizmu po prekonaní výškového rozdielu za rôznych teplotných podmienok prikladám tabuľku zmien chemizmu prameňa č. 4, kde travertín vzniká pod vplyvom uvedených činiteľov (tab. 1). Zdá sa, že podstatná úloha pri vzniku travertínov z prameňov na tejto lokalite

Tabuľka 1

Názov prameňa	Prameň č. 4.					
Dátum	7. X. 1957		úbytky a prírastky po prekonaní udanej dráhy.	19. IX. 1957		úbytky a prírastky po prekonaní udanej dráhy.
Miesto odberu	výver	400 m niže výveru		výver	400 m niže výveru	
Tepl. vody °C	7	13		6,8	3,1	
Tepl. vzduchu °C	17	19		2,1	2,8	
pH	6,8	7,05	+ 0,25	6,85	7,25	+ 0,4
tvrdosť prech. (° nem)	12,132	10,237	— 1,895	12,012	10,696	— 1,316
voľný CO_2 (mg/l)	15,09	3,87	—11,22	17,336	7,788	— 9,548
rovnováž. CO_2 (mg/l)	21,01	11,65	— 9,36	20,34	13,66	— 6,68
odparok pri 180° (mg/l)	226,0	190,0	—36,0	217,0	206,0	—11,0
$Ca^{..}$ (mg/l)	75,132	57,872	—17,25	74,148	57,114	—17,034
$Mg^{..}$ (mg/l)	17,559	16,637	— 0,922	16,416	16,416	—
HCO_3' (mg/l)	264,23	222,75	—41,48	261,69	233,02	—28,67
SO_4'' (mg/l)	31,274	26,336	— 4,938	29,217	20,164	— 9,053
Cl (mg/l)	6,703	4,939	— 1,764	4,585	5,291	+ 0,706

pripadá prevzdušneniu a teplotným zmenám, čo je v súhlase s pozorovaniami prameňov medzi Slatinou a Slatinkou, kde sa travertíny netvoria, lebo tamojšie pramene nemajú možnosť prevzdušnenia a tým sa chemizmus vôd udržuje v rovnováhe. Tento názor je podopretý aj pozorovaniami prameňa Pri mlýne. Kým pozdĺž tokov od všetkých troch vyvieračiek nie sú žiadne travertíny; na jednom mieste však travertín vzniká, i keď nepatrného množstva, a to pri mernej nádobe prameňa Pri mlyne. Tu voda zo žľabu naráža na poklop mernej nádoby, prevzdušňuje sa a zráža sa z nej uhličitan vápenatý. Tento nepatrný výskyt poukazuje na možnosť vzniku travertínov i z týchto vôd pri dostatočnom prevzdušnení.

Záver

Zhodnotenie našich výsledkov, týkajúcich sa hlavne otázok špecifického odtoku, je najlepšie možné porovnaním s inými územiami, tvorenými vápencovodolomitickými súvrstviami, s ich hydrogeologickými pomermi a odtokmi podzemných vôd. Pozorovania vo viacerých oblastiach tvorených vápencami a dolomitmi v Strážovskej hornatine, Malých Karpatoch, Inovci a inde poukazujú na vyššie odtoky

podzemných vôd ako bežne predpokladané 2—4 l/s/km². Uvedeného problému sa dotkol už M a h e ľ (1950), ktorý poukázal na doplňanie výdatných minerálnych vôd v Piešťanoch z neveľkej zbernej oblasti vápencov a dolomitov obalovej série Inovca. Za účelom overenia našich poznatkov sledovali sme zbežne i ďalšie pre štúdium priaznivé vápencovodolomitické komplexy. Predpoklady a výsledky z územia Strážovskej hornatiny potvrdilo sledovanie vápencovodolomitického súvrstvia chočskej série v Malých Karpatoch, rozprestierajúceho sa zhruba medzi Rohožníkom, Plaveckým Petrom a Smolenicami. Na základe zbežných meraní z celkovej plochy 47 km², v ktorej vápence zaberajú ca 67 %, dolomity 26 % a zvyšok nepriepustné werfenské vrstvy, pohybovala sa sumárna výdatnosť prameňov v priebehu roku 1957 od 140 do 325 l/s (bez započítania extrémnych výdatností prameňov počas májových prívalov), čo odpovedá špecifickému odtoku podzemných vôd 3—7 l/s/km²; odtok podzemných vôd v prameňoch z tohto územia je pritom iba časťou celkového odtoku, v ktorom značný podiel má povrchový odtok vodných tokov prerezávajúcich územie. Tieto poznatky potvrdzujú reálnosť hodnôt špecifického odtoku podzemných vôd, získaných z územia v Strážovskej hornatine. Je zrejmé, že tieto hodnoty budú i v súvrstviach zhodného geologického charakteru z prípadu na prípad dosť premenlivé podľa množstva zrážok, rozličnej rýchlosti ich infiltrácie a výparu, závislých od stupňa skrasovatenia a rozpukania, od možností povrchového odtoku, druhu vegetácie atď. Avšak i napriek týmto rozdielnostiam naše výsledky poukazujú na to, že vo vápencovodolomitických oblastiach bude treba počítať s vyššími špecifickými odtokmi podzemných vôd ako doteraz.

Zhodnotenie hydrochemických pomerov územia poukazuje na značné zmeny chemizmu podzemných vôd i na krátke vzdialenosti, ďalej na rýchle obohacovanie sa vôd minerálnymi látkami, hlavne v prvých fázach styku s horninou a na značný vplyv iontovýmeny na zmeny chemizmu vôd. Výsledky našich pozorovaní zvlášť o chemizme bude potrebné ďalej rozpracovať a overiť na viacerých územiach.

Záverom ďakujem inž. S. Gazdovi za vyhotovenie chemických analýz vôd, a pracovníkom Hydrometeorologického ústavu v Bratislave, hlavne s. Kolárovi a s. Živorovi za poskytnutie dát o zrážkach a o výdatnosti prameňov.

LITERATÚRA

[1] C v a c h o A., 1948: Krasové zjavy v Bánovskom okrese, III. výročná zpráva Štát. učiteľskej akadémie v Bánovciach n/Bebravou. — [2] I v a n Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [3] M a h e ľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [4] M a h e ľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [5] M a h e ľ M., 1950: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. Geol. sborník I/2-3-4, Bratislava. — [6] P e t r o v i č Š. — D a n č J., 1953: Náčrt podnebia Trenčianskych Teplíc. Geogr. časopis SAV V, 1—2. — [7] P r á t S., 1929: Studie o biolithogenesi. Vápenité řásy a Cynophyceae a jejich význam při tvoření travertinů. Praha.

KALKDOLOMITISCHE KOMPLEXE UND IHRE BEZIEHUNG ZU DEN GRUNDWASSERN

Die Hauptaufgabe der hydrogeologischen Unterschung der Quellgebiete ist die Begrenzung der zu den verfolgten Austrittsstellen angehörenden Infiltrationsgebiete, die zeitliche Folge der Änderungen der Ausgiebigkeit in der Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen und Änderungen des Chemismus der Wässer innerhalb der Komplexe. Mit den angeführten Problemen treffen wir uns am häufigsten in den kalkdolomitischen Schichten. Um sie zu lösen, wurden die angeführten Fragen im hydrogeologisch günstigen Gebiet von Strážovská hornina verfolgt.

Das untersuchte Gebiet ist durch zwei geologische Serien — die Krížna- und Choč-Serie — gebaut. Die Krížna-Serie bildet das wasserundurchlässige Liegende, das auf einer ausgedehnten kalkdolomitischen Scholle der Choč-Serie liegt. Ihre günstige Lagerung und die Entwässerung im wesentlichen bloss durch die Quellen, haben auf Grund der mehrjährigen Beobachtungen ermöglicht, den mehrjährigen Verlauf des spezifischen Abflusses der Grundwässer des Gebietes zu beziffern. Die Verteilung der Quellen in verschiedenen Höhen des kalkdolomitischen Komplexes und an seiner Basis, erlaubte uns die Änderungen des Chemismus der Gründwässer, die durch die kalklodomitischen Schichten dringen, und durch den Kontakt der Wässer mit dem wasserundurchlässigen Liegenden verursachten Änderungen zu verfolgen. Gleichzeitig wurde in dem beschriebenen Gebiete die Frage der unterschiedlichen Bildung der Travertine bei einzelnen, den Komplex entwässernden Quellen studiert.

Durch die Beobachtungen in diesem Gebiet stellte man fest, dass der spezifische Abfluss der Grundwässer in ihnen bedeutende Werte erreicht, die im Verlaufe des Jahres in den Grenzen von 3,5 — 35 $1/s/km^2$ schwanken, wobei der durchschnittliche spezifische Abfluss im Verlaufe von 5 Jahren in den Grenzen von 9 — 12 $1/s/km^2$ schwankte, was in einzelnen Jahren cca 33 — 57 % der gesamten Jahresniederschläge betrug.

Die Auswertung der Änderungen des Chemismus der durch den kalkdolomitischen Komplex dringenden Wässer wurde durch die Verfolgung des Chemismus der in verschiedenen Höhen austretenden Quellwässer ermöglicht. Die günstige Verteilung der Quellen hat ermöglicht die Änderungen im Chemismus der infiltrierten Niederschlagswässer bis zu dem Übergang der Wässer auf dem undurchlässigen Liegenden graphisch auszudrücken. Es wurden bedeutende Änderungen des Chemismus auch bei kurzen Entfernungen, schnelle Bereicherung der Wässer mit den mineralischen Stoffen, hauptsächlich in den ersten Phasen des Kontaktes mit dem Gestein und wesentlicher Einfluss des Ionenaustausches auf diese Änderungen, festgestellt. Es wurden auch die Änderungen des Chemismus nach dem Austritt der Wässer und während ihres Verlaufes auf der Erdoberfläche verfolgt, was in diesem Gebiet mit der Bildung der Quellensedimente — Travertine eng zusammenhängt. Infolge ihrer unregelmässigen Entstehung bei einzelnen Quellen wurden die ihre Entstehung bedingten Hauptfaktoren festgestellt. In dem untersuchten Gebiet hat es sich herausgestellt, dass die wichtigsten, hier auf die Entstehung der Travertine wirkenden Faktoren die Durchlüftung und die Einflüsse der Temperatur sind.

Die Auswertung der höher angeführten, aus diesem Gebiet erreichten Ergebnisse, hauptsächlich in der Frage des spezifischen Abflusses, ist am besten durch die Vergleichung mit den in anderen ähnlichen Gebieten erworbenen Ergebnissen möglich. Ähnliches Gebiet in Kleinen Karpaten weist trotz dem bedeutenden Abfluss auf der Erdoberfläche und trotz einer grossen Abnahme der Grundwässer direkt in jüngere Sedimente, den Abfluss der Grundwässer zwischen 3—7 1/sec. aus, was die Richtigkeit der vorher angegebenen erreichten Erkenntnisse unterstüzt.

Die erworbenen Ergebnisse erfordern weitere Studien auch in anderen Gebieten, um die in der Einleitung entworfenen, komplizierteren Probleme lösen zu können.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F Návara.

JURAJ ORVAN

NOVÉ POZNATKY O HYDROGEOLOGICKÝCH POMEROCH ŠTVRTOHORNÝCH RIEČNYCH NÁPLAVOV NIEKTORÝCH LOKALÍT V ÚDOLIACH JV SLOVENSKA

(Nemecké resumé)

Hydrogeologický prieskum štvrtohorných náplavov má význam hlavne preto, že staršie útvary neumožňujú získať výdatnejšie zdroje podzemných vôd v severnejších častiach skúmaného územia, budovaného prevažne kryštalinikom veporíd a gemeríd, ale najmä v oblasti Rimavskej panvy. Územie je tu budované väčšinou piesčitými slieňmi až slienitými pieskovcami oligocénu-akvitánu, ktoré z hľadiska hydrogeologického môžeme označiť prakticky ako bezvodné. Podzemné vody štvrtohorných náplavov riek reprezentuje voda gravitačná, ktorá vypĺňa medzery medzi jednotlivými zrnami sypkých, nestmelených riečnych náplavov a vytvára tak plytký tok podzemnej aluviálnej vody. Jej hladina je v hydraulickej spojitosti s vodou v otvorených riečnych tokoch. Ak sa mení prietočné množstvo a hladina tokov, kolíše aj hladina podzemnej vody.

Hydrogeologické pomery riečnych náplavov sú priamo závislé od litologického charakteru, ktorý je obrazom geologickej stavby celého povodia, i od geomorfologického vývoja údolí.

Geologická stavba a litologický charakter okolia vplýva hlavne na proces sedimentácie riečnych štrkopiesčitých a jemných povodňových náplavov i na chemizmus podzemných vôd. Výsledky prieskumu uvádzam vzhľadom na možnosť využitia podzemných vôd. Odoberateľné množstvo vody vychádza z najnižších predpokladaných alebo nameraných stavov na vodných tokoch.

Prieskum sa vykonával pomocou vrtov a sond, ktoré sa hĺbili cez celú hrúbku zvodnenej vrstvy až do podložia riečnych náplavov, a v pozitívnych prípadoch sa vybudovali ako dokonalé pokusné studne, t. j. studne, odoberajúce vodu z celej zvodnenej vrstvy. Priepustnosť, vyjadrená koeficientom priepustnosti „k" i množstvo podzemnej vody, ktorú sú schopné riečne náplavy dať, sa overovala pomocou

krátkodobých i dlhodobých čerpacích pokusov. Chemizmus podzemných vôd uvádzame zväčša podľa sovietskej klasifikácie (Priklonskij-Laptev).*

Údolie Rimavy

Od prameňov až po Skálnik hĺbilo sa prevažne v metamorfovaných horninách veporského a gemerského kryštalinika; výnimku tvoria kryhy vápencov muránskeho mezozoika pri Tisovci. V oblasti Skálnika sa vyskytujú trosky mladovulkanických andezitových tufov a aglomerátov. Odtiaľ až po ústie do Slanej preteká Rimava širokou údolnou nivou, vyhĺbenou v mäkkých piesčitých a slienitých horninách oligocén-akvitánu.

Hnúšťa. V tejto časti údolia sú riečne náplavy Rimavy charakteristické veľkým zastúpením hlinitej a ílovitej frakcie v riečnych štrkoch. Pelitická prímes je podmienená petrografickou povahou niektorých hornín kryštalinika, rozpadávajúcich sa na ílovité častice (hlavne fylitov). V oblasti intravilánu obce sa hrúbka riečnych náplavov Rimavy pohybuje od 3,0 do 5,80 m; z toho zvodnené štrky sa vyskytujú vo vrstve mocnej len 1,5—2,0 m, ich nadložie tvoria jemné povodňové, miestami bahnité nánosy.

Hladina podzemnej vody v troch hydrogeologických vrtoch, narazená pri povrchu štrkov, sa chová ako napätá; ustálená pohybuje sa na úrovni jemných povodňových usadenín.

Koeficient priepustnosti zvodneného materiálu sa pohybuje od $9{,}1\times10^{-6}$ m/sek., do $2{,}54\times10^{-5}$ m/sek., čo poukazuje na veľmi malú priepustnosť. Preto je aj výdatnosť vŕtaných studní v týchto náplavoch veľmi malá (od niekoľko cl do max. 0,1—0,2 l/sek.). Chemicky ide o vody bikarbonátovovápenaté až bikarbonátovohorečnatovápenaté, miestami s vyšším obsahom Cl'. Vykazujú značnú tvrdosť, závadné koncentrácie hlavne mangánu, menej železa a miestami tiež agresivitu.

Vrbovce nad Rimavou. Podobné pomery ako v Hnúšti sú aj v tejto časti údolia. Na riečnej terase na pravej strane údolia, bola v intraviláne obce vŕtaná 1 sonda s týmto geologickým profilom:

0,00—5,40 hlina slabo piesčitá; 5,40—9,20 hlinité štrky kvartér; 9,20—10,00 šedé piesčité sliene — oligocén — akvitán

Voda bola narazená len 30 cm nad nepriepustným podložím, preto tu nie je možné trvale odčerpávať ani len minimálne množstvo vody.

Pri južnom okraji obce asi 100 m od rieky Rimavy sa vŕtala sonda v údolnej nive. Geologický profil sondy je:

0,00— 1,50 jemne piesčitá hlina	3,00—4,20 slabo hlinité štrky s valúnmi do 30 cm
1,50— 3,00 čierny íl jemne piesčitý	4,20—10,00 šedé piesčité sliene

* Chemické rozbory podzemných vôd vyhotovili V. Drobáň a K. Pazúr z laboratória Geol. prieskumu v Žiline.

Výdatnosť sondy je vzhľadom na malú hrúbku zvodnenej vrstvy štrkov a ich slabú priepustnosť len 0,17 l/sec.

Čerenčany. Tu sa skúmala široká údalná niva nad obcou Čerenčany pomocou 10 vrtov.

V sedimentácii štvrtohorných riečnych náplavov, najmä riečnych štrkov tu niet žiadnej pravidelnosti. Hrúbka riečnych náplavov sa vo väčšine prípadov pohybuje medzi 4,60—5,30 m, v oblasti Čerenčian miestami až 6,0—6,4 m, smerom k Teriakovcom sa zmenšuje na 3,7 m. Podobná je aj hrúbka zvodnených riečnych štrkov (väčšinou 2,90—3,30 m); v povodňových náplavoch prevláda pelitická zložka. Nepriepustné podložie tvoria šedé piesčité sliene (oligocén-akvitán).

O premenlivej piepustnosti náplavov svedčí aj rôzna a premenlivá výdatnosť: na okrajoch údolia — v priestore cesty i železnice Jesenské—Tisovec od 0,1 do 0,2 l/sek., v strede údolia väčšinou 0,7—1.4 l/sek., miestami 2—6 l/sek., výnimočne až 9 l/sek.

Rimavská Sobota. V úseku medzi Rimavskou Sobotou a Čerenčanmi je údolie široké až 2 km. Pomocou 12 vrtov sa zistilo, že hydrogeologické pomery sú priaznivejšie na ľavej strane údolia (ca 1—1,5 km od rieky); smerom k rieke sa značne zhoršujú.

Mocnosť riečnych náplavov Rimavy sa pohybuje od 4,3 do 6,8 m, z toho štrkový materiál od 2,4 do 4,7 m. Hrúbka nadložných hlín, ílov a pieskov sa pohybuje od 1,4 do 2,9 m. Hladina podzemnej vody, ktorá sa udržuje väčšinou pri povrchu štrkov, je voľná, za vyšších stavov Rimavy v miestach s nepriepustným nadložím prechodne napätá.

Koeficient priepustnosti zvodneného materiálu vo väčšine prípadov je nízky (od $4{,}3\times10^{-5}$ m/sek. do $2{,}9\times10^{-4}$ m/sek.); výdatnosť studní od 0,2 do 1—2 l/sek. Priepustnosť a výdatnosť studní sa zvyšuje smerom od dnešného toku Rimavy k ľavému okraju údolia, kde je pruh územia s lepšie priepustnými štrkmi sedimentovanými z vytriedenejšieho materiálu za väčšej prietokovej rýchlosti. Prejavuje sa to aj najväčším prehĺbením terciérneho slienitého podložia v tejto časti údolia.

Koeficient pripustnosti „k" je $7{,}2—9{,}0\times10^{-4}$ m/sek. V týchto miestach možno vŕtanými studňami získať až 7—8 l/sek. vody.

Chemicky ide prevažne o vody silne mineralizované, charakteru bikarbonátovo-vápenatého s vyšším obsahom SO_4" a Mg", tvrdé s pozitívnym obsahom fenolov. amoniaku, dusičnanov a fosforečnanov. Vody v tejto časti údolia majú tiež zvýšený obsah železa a mangánu, takže na použitie by sa museli upravovať.

Jesenské. Pomery sedimentácie riečnych náplavov sú tu podobné, ako v alúviu nad Rimavskou Sobotou. V profile údolím od železničnej zastávky Jesenské až po ľavý svah údolia, ktorý bol preskúmaný 10 sondami, je hrúbka riečnych náplavov od 4,40 do 5,50 m.

Na spodu sú vo väčšine prípadov piesčité, slabo hlinité štrky 1,7—3,0 m mocné.

Nad nimi je vrstva silne hlinitých štrkov, premiešaných vyzrážaných $Fe(OH)_3$. Nadložná vrstva jemných povodňových nánosov je hrubá 1,2 až 2,5 m.

Stupeň pelitickej prímesi v štrkoch vyjadrený koeficientom priepustnosti je vzhľadom na nepravidelnú sedimentáciu veľmi kolísavý. S tým súvisí aj odoberateľné množstvo vody v jednotlivých miestach priečneho profilu.

V strede údolia (pri ohybe cesty Jesenské—Rimavská Sobota) je vyvinutá 5,0 m hrubá vrstva silne hlinitých, nepatrne priepustných štrkov („k" = $5{,}63 \times 10^{-5}$ m/sek.). Táto slabo priepustná oblasť s možnosťou založenia vŕtaných studní (s výdatnosťou 0,1—0,2 l/sek.) rozdeľuje celý riečny profil na 2 lepšie priepustné celky. Jeden v blízkosti dnešného koryta Rimavy („k" je tu okolo $4{,}32 \times 10^{-4}$ m/sek. a výdatnosť studní ca 1—1,5 l/sek.).

Druhý dobre priepustný pruh územia je východne od ohybu cesty. Koeficient priepustnosti zvodneného materiálu sa tu pohybuje od $2{,}52 \times 10^{-4}$ do $1{,}73 \times 10^{-3}$ m/sek. Výdatnosť studní na okrajoch pruhu je 1,3 až 3,5 l/sek. V strede pruhu, kde je aj najväčšie prehĺbenie terciérneho slienitého podložia, je výdatnosť až 8—9 l/sek. Ide tu aj o pleistocénne koryto Rimavy, ktorá tiekla pôvodne priamo od dnešnej hate mlynského náhonu nad Jesenským k obci Širkovce. Dnes meandruje pomerne väčším oblúkom.

Chemizmus podzemných vôd sa z miesta na miesto veľmi mení. Vcelku ide o vody bikarbonátovo-vápenaté, bikarbonátovo-vápenaté s vyšším obsahom SO_4" a Mg" a bikarbonátovo-horečnatovápenaté s vyšším obsahom SO_4".

Vplyvom existencie starých korýt (úzkych pruhov územia s dobre priepustným zvodneným materiálom v okolí menej priepustnom) v Rimavskej Sobote i v Jesenskom je možnosť situovať definitívne zberné objekty iba v smere týchto pruhov, t. j. rovnobežne s tokom podzemných vôd. Tým budú tieto pruhy pôsobiť ako drenáž, do ktorej sa budú sťahovať vody z oboch strán.

Údolie Gortvy

Gortva je pravostranný prítok Rimavy s ústím pri Jesenskom. Jej údolie má morfologicky senilný ráz s vyrovnanou spádovou krivkou. Koryto Gortvy nestačí pojať väčšie množstvo vody, takže jej údolie býva každoročne zaplavované. Svahy údolia tvoria terciérne (pravdepodobne akvitán) vápnité, glaukonitické a slienité pieskovce, ďalej sliene a piesky. Tieto sedimenty sú miestami prerazené pliocénnymi čadičovými erupciami.

Bl h o v c e. Hrúbka kvartérnych náplavov v tejto časti údolia dosahuje až 10 m. Naznačuje to na silné prehlbovanie v pleistocéne a podľa charakteru materiálu i na značné zanášanie jemných usadenín v neskorších dobách.

Pod povrchovou pokrývkou humusovej hliny sa tu nachádza ca 2 m vrstva piesčitých hlín, pod nimi 6—7 m vrstva pestrofarebných plastických ílov s vložkami bahnitých organických ílov, ktoré sedimentovali pri postupnom vypĺňaní údolia produktami mŕtvych ramien a povodňových splavenín. V hĺbke 8—10 m je 2 m

mocná vrstva silne uľahlých riečnych piesčitých štrkov. Podložie riečnych náplavov tvoria glaukonitické pieskovce (akvitán). Pri vodných zrážkach sa v povrchovej vrstve piesčitých hlín udržuje nad nepriepustnými ílmi lokálna hladina „povrchovej vody" (v ruskej literatúre „verchovodka"), ktorá pri výdatných zrážkach vystupuje až na úroveň terénu, ktorý sa takto rozbahňuje. Domové studne v obci sú založené zväčša v slabo priepustných deluviálnych zvetraninách.

Štrky v hĺbke 8—10 m sú napájané silne tlakovou vodou s piezometrickou úrovňou 1,0—0,1 m pod terénom. Výdatnosť vŕtaných studní zabudovaných v týchto náplavoch sa pohybuje v priečnom profile údolím (preskúmaným 3 sondami) od 0,6 do 1,2 l/sek. Priepustnosť štrkov vzhľadom na značnú uľahlosť charakterizuje hodnota „k" = $7{,}02 \times 10^{-5}$ až $1{,}65 \times 10^{-4}$ m/sek. Zásoby podzemných vôd sa tu môžu doplňovať z Gortvy jedine na tých miestach údolia, kde štrky vychádzajú na povrch (čo sa predpokladá v hornej časti údolia). Tým je možné aj vysvetliť polohu piezometrickej úrovne hladiny podzemnej vody. Po stránke chemickej sú to vody typicky bikarbonátové s vyšším obsahom Mg", miestami aj sódno-horečnatovápenaté. Vyznačujú sa značnou tvrdosťou a nepriepustnými koncentráciami železa a mangánu.

Podobné hydrogeologické pomery náplavov Gortvy sa zistili i nad Blhovcami pri samote Gortva (podľa sondáže Agroprojektu Ban. Bystrica).

Údolie Gortvy pri Jesenskom (pred vyústením do Rimavy) sa rozširuje z pôvodných 150—200 m v hornej časti údolia až na 700—900 m. Keďže táto časť údolia je tesne pred eróznou bázou a údolie sa tu náhle rozširuje, sedimentácia sa tu vyznačuje deltovitým charakterom.

V priečnom profile údolím Gortvy pri železničnej stanici Jesenské sa zistila 3 sondami hrúbka riečnych náplavov 2,9—3,6 m. Skladajú sa prevažne z ílov a bahnitých ílov. Štrky sa tu usadili len vo veľmi malej mocnosti (0,10—0,20 m) v niekoľkých izolovaných pruhoch, ktoré vznikli pri deltovitom prekladaní koryta. Tým bolo znemožnené doplňovanie i len nepatrných zásob podzemnej vody. Pre trvalý odber i najmenšieho množstva vody nemožno túto časť údolia využiť.

Údolie Suchej

Suchá patrí do povodia rieky Ipeľ ako jeho ľavostranný prítok. Od údolia Rimavy je údolie riečky Suchej oddelené plochým chrbátom, budovaným oligocénnymi až akvitánskymi piesčitými slieňmi.

V údolnej nive nad Ožďanmi bola 6 vrtmi zistená mocnosť riečnych náplavov od 4,3 do 6,2 m. Litologicky prevládajú v nich jemné povodňové nánosy ako hnedé, tmavošedé až čierne slabopiesčité íly a väčšinou hnedé, hrdzavé, sivohnedé až sivé plastické íly (2,0—3,8 m mocné). Zvodnenú vrstvu tu predstavujú slabohlinité silne uľahlé štrky (1 2 do 1,9 m).

Hladina podzemnej vody sa po narazení ustálila priemerne o 0,6 až 1,8 m vyššie

nad povrchom štrkov. Ide tu o vodu s napätou hladinou. Koeficient priepustnosti zvodneného materiálu „k" je pomerne nízky a pohybuje sa od $3{,}35 \times 10^{-5}$ do max. $1{,}67 \times 10^{-4}$ m/sek.

Vrtanými studňami z týchto materiálov možno získať 0,1—0,2 l/sek. max. 0,4 l/sek. vody na jednotlivú studňu.

Po stránke chemickej sú to vody prevažne bikarbonátovo-vápenaté s vyšším obsahom SO_4'' a Mg'', miestami aj Na'; vyznačujú sa vysokou koncentráciou mangánu, miestami aj agresivitou na železo a vápno.

Celkove hydrogeologické pomery sú tu nepriaznivé a väčšie množstvo vody možno zachytiť len v zárezoch.

Údolie Slanej

Hornú časť údolia až po Rožňavu budujú prevažne horniny paleozoika gemeríd, z ktorých sú tu zastúpené väčšinou fylity s vložkami pieskovcov a kremencov, ďalej porfýroidy s kremitými porfýrmi a ich tufmi. Od Rožňavy po Bretku údolie Slanej buduje vápencovo-dolomitický komplex Juhoslovenského krasu; odtiaľ až po št. hranicu je údolie Slanej erodované v mäkkých slienitých horninách oligocénu-akvitánu.

Nadabula. Riečne náplavy v hornej časti údolia Slanej, najmä štrky sa vyznačujú silným zahlinením, spôsobeným hlavne produktami rozkladu fylitov, splavovaných spolu s valúnmi odolnejších hornín; napr. verukánske zlepence, porfýroidy, kremence, gemeridné žuly a žilný kremeň, s ktorými sa zmiešali.

V priečnom profile údolím Slanej nad obcou Nadabula sa v troch sondách zistili riečne náplavy 2,80 až 3,20 m hrubé, z toho silne hlinité štrky 0,90—1,50 m. Pre ich silné zahlinenie a minimálnu priepustnosť nemožno vŕtanými studňami získať ani len najmenšie množstvo vody na trvalý odber.

Blízko ľavého svahu údolia (pri železničnej zastávke) bolo údolie pri podrezávaní svahu silne prehĺbené. Mocnosť náplavov je až 13 m. Priehlbinu vyplňujú zelené íly a na povrchu je 2,5 m mocná vrstva silne hlinitých ($k = 4{,}65 \times 10^{-5}$ m/sek.), slabo zvodnených štrkov. Možnosť trvalého odberu je 0,15 l/sek.

Rožňava. Hydrogeologické pomery sa tu zlepšujú vďaka menej zahlineným štrkom, usadeným vplyvom dlhšieho transportu a postupného vytriedenia.

Pri Rožňavských baniach zistili 2 sondy riečne náplavy 4—5 m hrubé. Mocnosť čistejších štrkov je 2,50—3,00 m, zvyšok tvoria hlinité štrky. Koeficient priepustnosti sa pohybuje od 6,76 do $9{,}07 \times 10^{-4}$ m/sek. Vŕtanými studňami možno získať 1,5—1,8 l/sek. vody.

Podzemné vody nad Nadabulou sú sírano-vápenaté s vyšším obsahom HCO_3' a Mg''; smerom nadol prechádza síranová zložka do bikarbonátovej. Vody sú veľmi málo tvrdé; obsah železa, resp. mangánu i vhodnosť vody z hľadiska obsahu týchto súčastí sa lokálne veľmi mení.

Gemerská Panica. V údolnej nive Slanej blízko železničnej zastávky sonda Sh-1 (Agroprojekt, Banská Bystrica) zistila tento geologický profil:

00,00—1,00 slabo piesčitá hlina;
1,00—4,00 čierny íl;
4,00—4,50 piesčitá hlina s valúnikmi;
4,50—5,00 slabo hlinitý piesčitý štrk;
5,00—7,00 piesčité štrky (valúny až 15 cm);
7,00—7,20 hlinité štrky;
7,20—19,00 šedé sliene.

Hladina podzemnej vody, narazená v hĺbke 5,0 m je tlaková; jej piezometrická úroveň je v hĺbke 1,8 m pod terénom, výdatnosť sondy 4,4 m od pôvodnej hladiny 3,2 l/sek. Teplota vody 12 °C.

Hoci podľa tohto vrtu poznáme hydrogeologické pomery len na okraji údolnej nivy Slanej, predpokladáme, že dobre priepustný štrkový materiál je rozšírený na väčšej ploche údolia.

V priečnom profile údolím Slanej v Šafárikove od tehelne po kasárne sa zistili pomocou 7 vrtov riečne náplavy od 5,0 do 5,8 m mocné. Tvoria ich na spodku jemné až hrubo piesčité štrky, v strede údolia až 4,7—4,9 m. Smerom k okrajom sa ich hrúbka zmenšuje na 2,5 m v prospech viac zahlinených štrkov, nachádzajúcich sa v ich nadloží. Pokrývka jemných povodňových hlinito-ílovitých nánosov je pomerne malá (0,35—1,5 m). V miestach s hrubšou pokrývkou sa hladina podzemnej vody chová ako napätá, pri menšej pokrývke povodňových nánosov býva voľná. Pri nízkom stave Slanej sa pohybuje v hĺbke od 0,65 do 2,6 m pod terénom.

Hrubopiesčité štrky sú sedimentáciou dobre vytriedené a priepustné, ich hodnota „k" kolíše od $7{,}6 \times 10^{-4}$ do $5{,}25 \times 10^{-3}$ m/sek. Studňami v týchto štrkoch možno získať na odber 5—10 l vody, niekde najmä v strede údolia až 12—13 l/sek.

Podložie riečnych náplavov tvoria terciérne piesčité sliene. Stupeň mineralizácie podzemných vôd je miestami značný, najmä tam, kde pozdĺž zlomovej línie, tiahnucej sa údolím Slanej, vystupujú zemito-uhličité minerálne vody a miešajú sa s vodami aluviálnymi. Celkove sú to vody typicky bikarbonátové a vápenaté a na miestach, kde sú ovplyvnené minerálnou vodou, sú i agresívne. Obsah železa a mangánu je vyšší než pripúšťajú normy (okrem miest v tesnej blízkosti pravého svahu údolia).

Osobitne sa tu treba zmieniť o riečnej terase na ľavej strane údolia (leží na nej Šafárikovo). Jej povrch je asi o 10 m vyšší ako údolná niva Slanej. Štrky sa vyznačujú značným % pelitickej prímesi — najmä na severnom okraji mesta. Východne od kasární v Šafárikove možno získať v hlinitých terasových štrkoch 0.1—0,3 l/sek. vody. Smerom na juh do mesta a až do obce Králik (viď v ďalšom) sú štrky priepustnejšie. Založené sú v nich domové studne v Šafárikove a riečna terasa sa na styku s údolnou nivou odvodňuje väčšinou plošnými vývermi. Niektoré väčšie pramene sú tu zachytené (JSŠ, mestská záhrada ap.).

Králik. V tejto časti údolia sa hydrogeologicky študoval priečny profil údo-

lím Slanej od rozsiahlej riečnej terasy na ľavej strane údolia, cez údolnú nivu Slanej až k riečke Turiec.

Význam tu má tiež táto riečna terasa, odvodňovaná prameňmi pri jej prechode do údolnej nivy. Skupina terasových prameňov v obci Králik a južnejšie má výdatnosť od 0,28 do 1,5 l/sek. Hydrogeologický vrt v zvodnených terasových štrkoch južne od obce mal výdatnosť 4,7 l/sek.

Hrúbka aluviálnych riečnych náplavov preskúmaných asi 8 vrtmi je pri Slanej cca 3,4 m. V strede údolia medzi riekami Slanou a Turcom od 5,0—5,9 m, pri Turci až 7,4 m. Mocnosť zvodnených štrkopieskov je pri Slanej cca 2,6 m, v strede údolia 2,10 až 3,5 m, pri Turci až 4,6 m. Súčasne s hrúbkou dobre priepustných riečnych štrkov stúpa aj výdatnosť sond, ktoré sa vŕtali v týchto materiáloch. V úseku od Slanej až do vzdialenosti asi 400 m smerom na západ majú jednotlivé sondy výdanosť 3—4 l/sek., ktorá smerom na západ stúpa nad 10 až 15 l/sek. na území priľahlom k riečke Turiec.

Zvláštnosťou v tomto území sú krasové podzemné vody, vyvierajúce pozdĺž zlomových línií z mezozoika v podloží akvitánskych piesčitých slieňov a bazálnych zlepencov. Najznámejšie je jazierko JZ od Králik s výdatnosťou 33,4 l/sek. Tieto podzemné vody sa líšia od podzemných vôd aluviálnych pomerne väčšou mineralizáciou a vyššou teplotou (18° C). Ich zloženie je obrazom prostredia, cez ktoré tieto vody prechádzali od svojej infiltrácie v území Juhoslovenského krasu až po miesto, kde hydrostatickým pretlakom vyvierajú na povrch (Orvan 1960). Krasové podzemné vody sa líšia od zemito-uhličitých minerálnych vôd v Šafárikove nedostatkom CO_2.

Záver

Hydrogeologický prieskum v študovanej oblasti nie je úplný (miestami je dokonca len útržkovitý); dosiahli sa však určité všeobecné poznatky, ktoré môžu byť vodidlom pri ďalších prácach podobného charakteru. K takýmto poznatkom patrí najmä: silné zahlinenie štrkov v horných častiach údolia Rimavy a Slanej (čo možno predpokladať aj v ostatných paralelných údoliach, napr. Blh, Turiec, Muráň, údolie Štítnika ap.). Ďalším znakom je zlepšovanie priepustnosti a čistoty štrkov následkom ich postupného vytriedenia pri sedimentácii smerom dole.

Dosiahnuté výsledky možno aplikovať i na územia medzi študovanými lokalitami; výnimku tvorí údolie Gortvy, kde vzhľadom na špecifický vývoj údolia sú pomery opačné.

Častým zjavom na stredných i dolných tokoch údolí (najmä údolia Rimavy) je prehĺbenie podložia riečnych náplavov na území mimo dnešného tobu, kde sú aj optimálne hydrogeologické pomery. Z toho súdime, že podľa jednotlivých vrtov nemožno posúdiť celý priečny profil údolia.

Geologický prieskum,
závod Žilina

LITERATÚRA

[1] Buliček J., 1957: Zdravotně-vodohospodářské posuzování jakosti vody a vzduchu. SNTL, Praha. — [2] Cílek V. — Plička M., 1955: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rimavskej Soboty na jihovýchodním Slovensku. Sborník ÚÚG, sv. XXII, 1955. — [3] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geologické práce, Zoš. 46, Bratislava. — [4] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG., sv. XXII, odd. geol., Praha. — [5] Myslil V., 1957: Nádrže mělkých podzemních vod v ČSR. Knihovna ÚÚG, sv. 29, Praha. — [26] Orvan J., 1960: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [7] Priklonskij — Laptev, 1949: Fyzičeskije svojstva i chimičeskij sostav podzemnich vod. Moskva—Leningrad.

JURAJ ORVAN

NEUE ERKENNTNISSE ÜBER DIE HYDROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER QUARTÄREN FLUSSANSCHWEMMUNGEN EINIGER LOKALITÄTEN IN DEN TÄLERN DER SO-SLOWAKEI

In der Arbeit sind die Ergebnisse der im J. 1957 und 1958 in einigen Tälern des SO-Slowakei durchgeführten hydrogeologischen Untersuchung der Flussanschwemmungen zusammengefasst.

Im Rimava- und Slaná-Tal sind die Flussanschwemmungen in den oberen Teilen der Täler von kleiner Mächtigkeit, wobei sie stark tonig und sehr schwach durchlässig sind. Es zeigte sich bei den Untersuchungen in Hnúšťa, Vrbovce n/Rim., Nadabula im Slaná-Tal und in Ožďany im Suchá-Tal. In der Abwärtsrichtung werden die hydrogeologischen Verhältnisse besser. Zum Beispiel im Rimava-Tal bei Čerenčany gibt es schon Stellen mit der Ausgiebigkeit der Sonden von 2—6, stellenweise bis 9 l/sec. Im überwiegenden Teil des Querprofils des Tals, über den Orten Rimavská Sobota und Jesenské sind die hydrogeologischen Verhältnisse ungünstig. Der Durchlässigkeitskoeffizient bewegt sich da gegen $5{,}00 \times 10^{-5}$ m/sec. und die Ausgiebigkeit der Sonden 0,2 bis 1,5 l/sec., jedoch auf beiden Lokalitäten sind auf der linken Seite pleistozäne. Vertiefungen des oligozän-aquitanischen Liegenden, die mit gut durchlässigen Schottern mit einem Durchlässigkeitskoeffizient „K" gegen 9×10^{-4} m/sec. gefüllt sind. Die Ausgiebigkeit der Sonden beträgt 7—9 l/sec. Im Gortva-Tal sind infolge seiner spezifischen Entwicklung im oberen Teil (Blhovce) die Verhältnisse günstiger, im unteren Teil bei der Mündung in das Rimava-Tal kann dasselbe für die Wasserversorgung überhaupt nicht ausgenützt werden.

Im Slaná-Tal sind die hydrogeologischen Verhältnisse von Rožňava abwärts günstiger. Bei Rožňava kann man durch einzelne Bohrungen die Wassermenge von 1,0—1,5 l/sec. gewinnen.

Bei Šafárikovo und Králiky kann das Slaná-Tal für die Wasserversorgung gut ausgenützt werden. Die Mächtigkeit der wasserführenden Schottersande beträgt bis 5 m. Ihr Wert des Durchlässigkeitskoeffizienten „K" ist maximal $5{,}25 \times 10^{-3}$ m/sec. Aus einzelnen Bohrungen kann man 10—15 l/sec. abnehmen. In Šafárikovo sind die Grundwässer der Flussanschwemmungen stellenweisse durch erdige kohlensauere Mineralwässer beeinflusst, so dass sie eine verhältnismässig hohe Härte besitzen.

Im grossen und ganzen sind die Wässer der Flussanschwemmungen calciumbicarbonatisch, stellenweise mit einem höheren Gehalt an SO_4'' und Mg'', seltener kommen die natriumcalcium bicarbonatischen, bzw. magnesiumcalciumbicarbonatischen Wässer vor.

Aus dem Slowakischen überzetzt von F. Návara.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

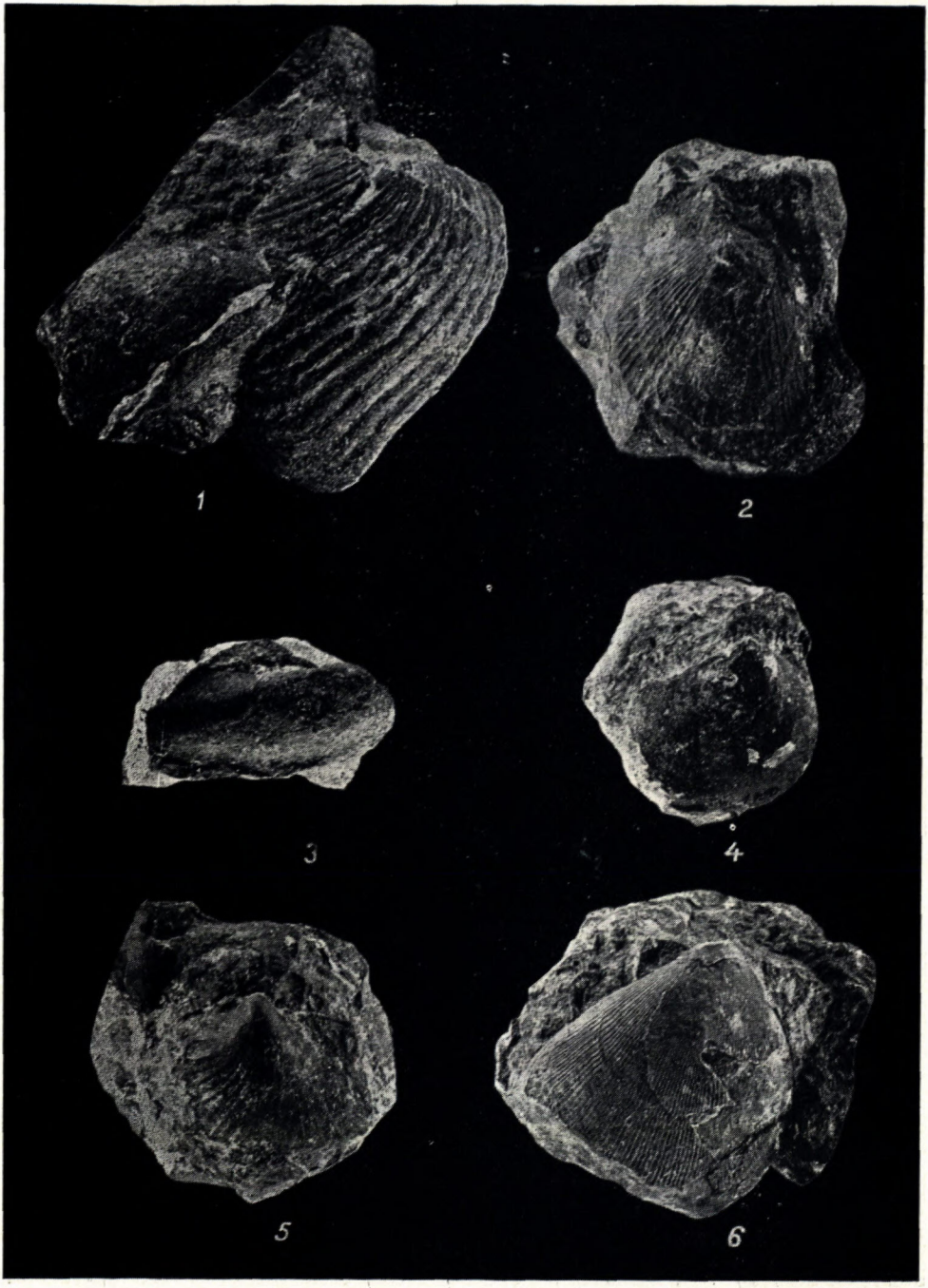
Zprávy 22

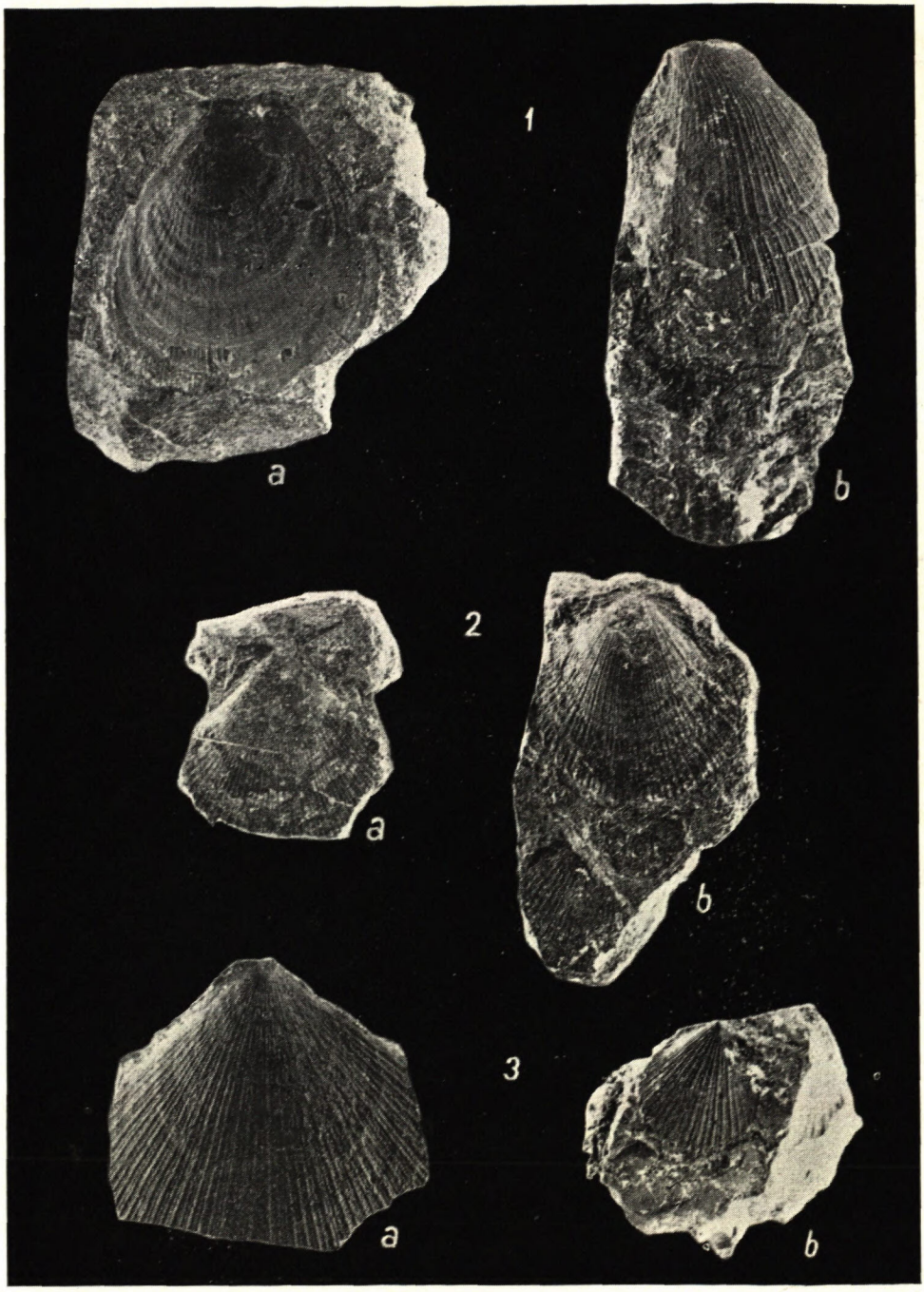
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1961
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

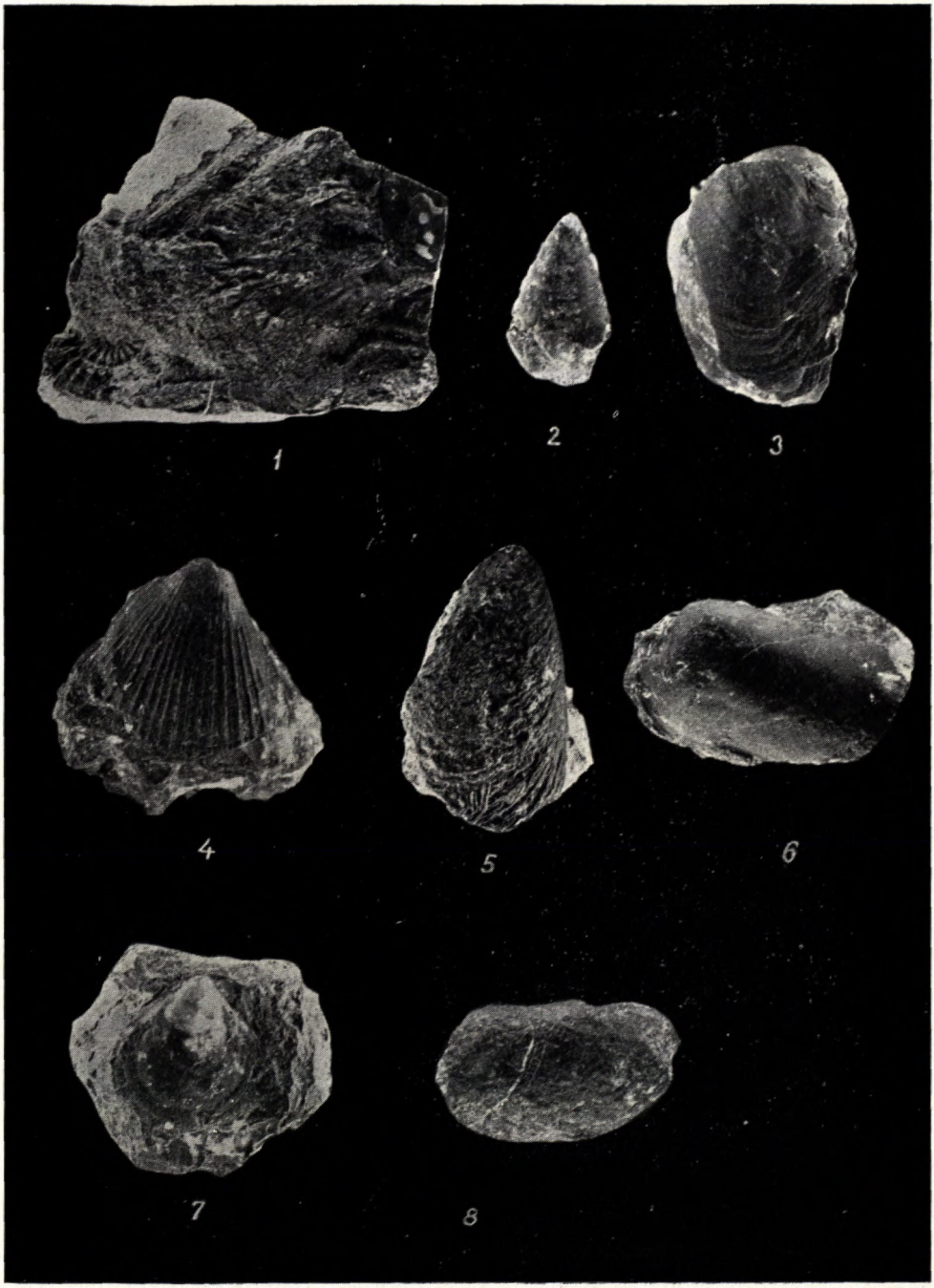
Hlavný redaktor doc. D. Sc. Michal Maheľ

301-3. Daň 5 %. SNR-OŠ-24227/60-VO. Náklad 800 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. PH 9,78, AH 16,05, VH 16,41. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave zo sadzby garmond Kolektív. K-16*11161

Cena brož. Kčs 19,50.
56/III-3


1
2
3
4
5
6


1
a
b
2
a
b
3
a
b


1
2
3
4
5
6
7
8


1
2
3
4
5
6



Obr. 1.



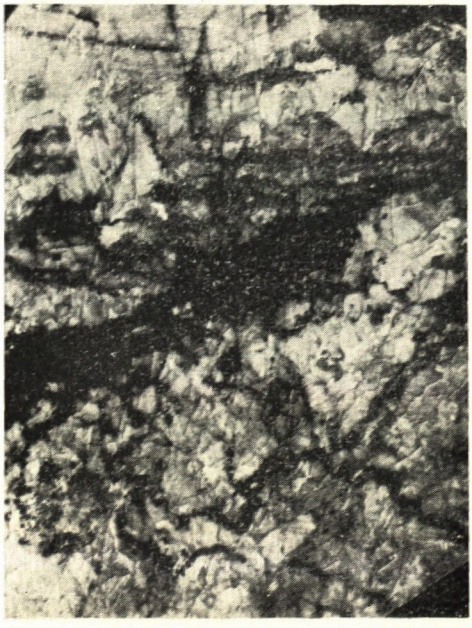
Obr. 2



Obr. 1.



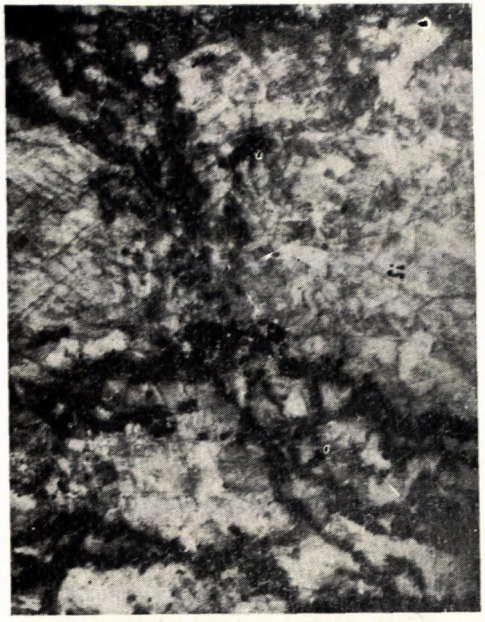
Obr. 2.



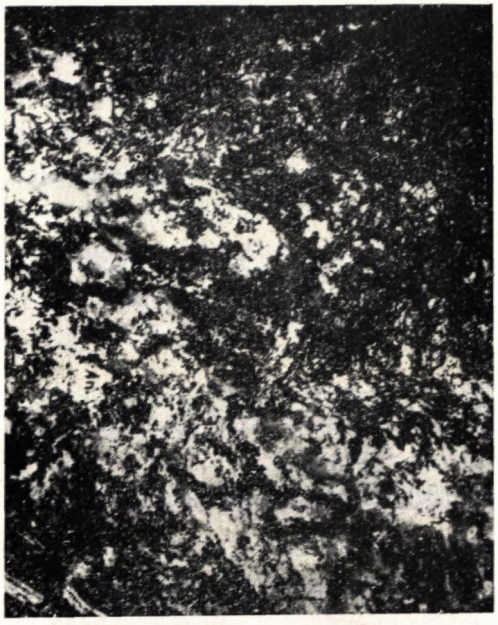
Obr. 3.



Obr. 4.



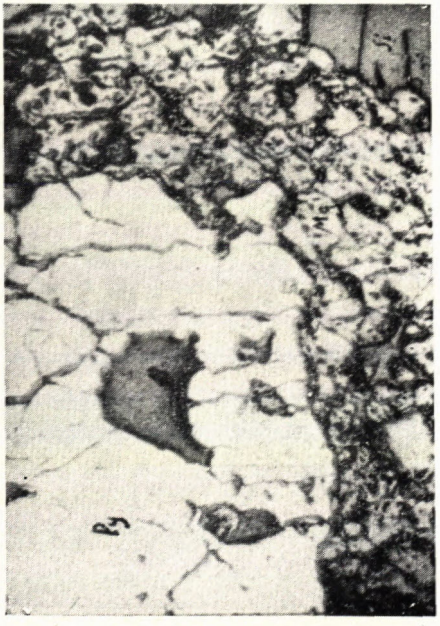
Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



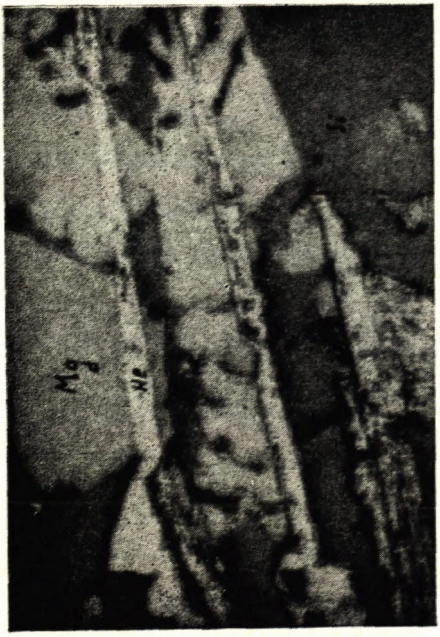
Obr. 4.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 4.

GEOLOGICKÁ MAPA SLOVENSKA

LIST ZLATÁ BAŇA (4467/1) v miere 1:25.000

Zostavil na základe vlastných výskumov a mapovania

MIROSLAV KUTHAN (1939-1943)

GEOLOGISCHE KARTE DER SLOWAKEI

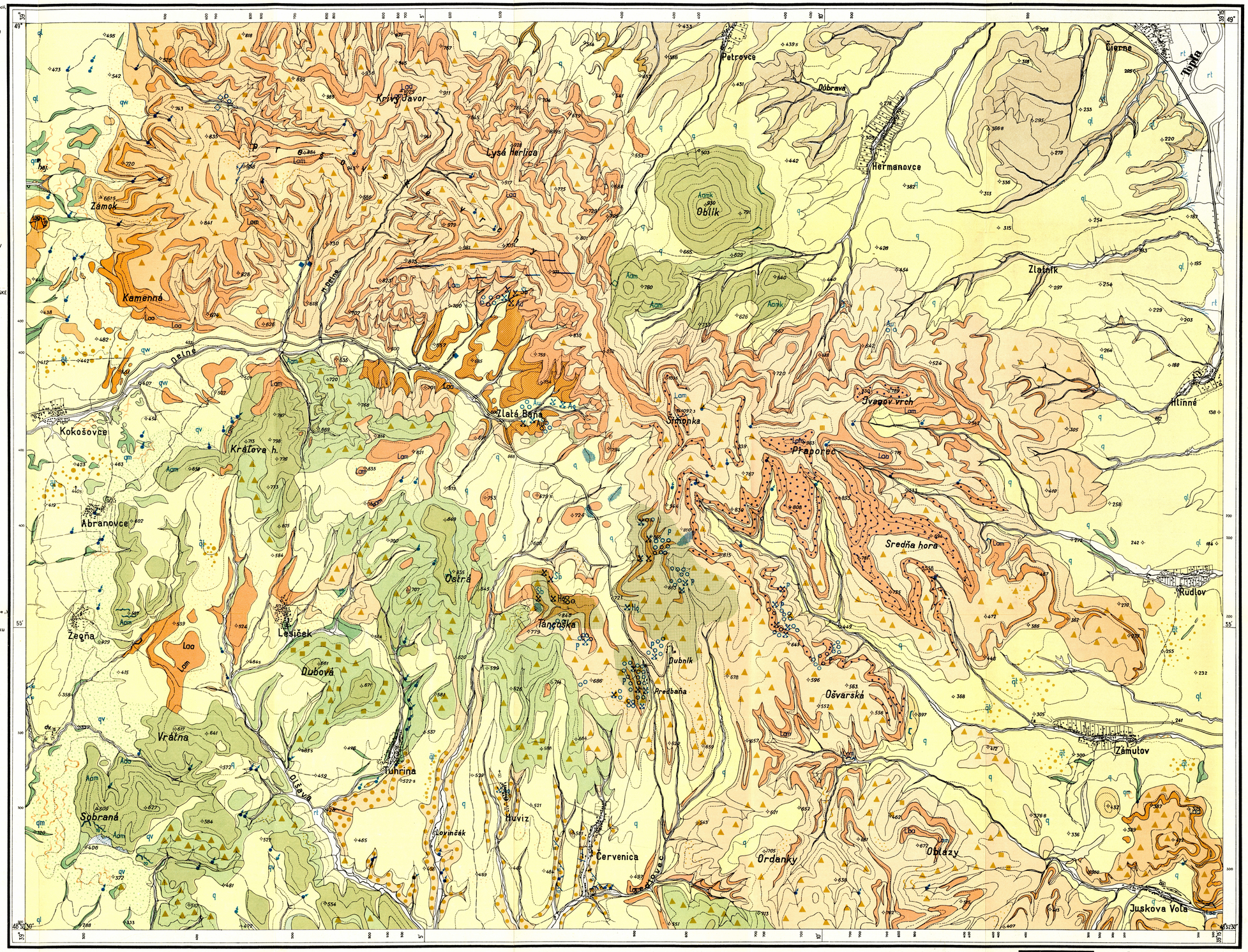
BLATT ZLATÁ BAŇA (4467/1) im Masstabe 1:25.000

Auf Grund eigener Forschungen und Kartierungen zusammengestellt von

Vydáva Štátny geologický ústav v Bratislave z dotácie poskytnutých Ministerstvom školstva a nár. osvety v Bratislave.

Herausgegeben von der Geologischen Staatsanstalt in Bratislava mit Unterstützung des Ministeriums für Schulwesen und Volksunterricht in Bratislava.

PREŠOV 4366/4	HANUŠOVCE 4367/3	KELČÁ 4367/4
KENDICE 4466/2	ZLATÁ BAŇA 4467/1 M. KUTHAN (1939-43)	VRANOV 4467/2
OBYŠOVCE 4466/4	HERLANY 4467/3	KOLČOVSKE DLHÉ 4467/4



- Pramene — Quellen
- Minerálne pramene — Mineralquellen
- Zachytené minerálne pramene — Gefasste Mineralquellen
- Smer a sklon vrstiev — Streichen und Fallen der Schichten
- Smer a sklon laminácie — Streichen und Fallen der Lamination
- Tektonické poruchy — Tektonische Störungen
- Staré banské práce (ginay „štôlne a šachty") — Alte Bergbauarbeiten (Pingen „Stollen u. Schachte")
- Au, Ag, Hg, Sb, Ložiská, označené podľa hlavného prvku — Erzvorkommen
- P Výskyty opálov — Opalvorkommen
- Kameňolomy — Steinbrüche
- Miesta starých hút — Stellen alter Hüttenwerke

ŠTVRTOHORY
QUARTÄR

- Recentné náplavy — Rezente Alluvien
- rt Náplavové kužele — Angeschwemmte Kegel
- Osypy — Schutthalden
- q ql Hlina, drobná suť (q), sprašové hliny (ql) — Lehm und feiner Schutt (q), Lösserde (ql)
- qw Kamenité hliny s úlomkami vulkanitov II — Steiniger Gehängeschutt mit Vulkanittrümern II
- qv Kamenité hliny s úlomkami vulkanitov I — Steiniger Gehängeschutt mit Vulkanittrümern I
- qm Sosuny (qs) a svahové hliny (qm) — Schlipfe (qs) und Fliesserden (qm)
- qt Terasy — Terrassen
- qc Terasové štrky, roztrúsené v hlinách — In Gehängelehm eingestreute Terrassenschotter

NEOGÉN
NEOGEN

- Nadložné tufity — Hangende Tuffite
- Rudné žily — Erzgänge

VULKANITY II. ERUPTÍVNEJ FÁZY
VULKANITE DER II. ERUPTIVFASE

- Latity — Latite
- Rheumatiká v celku — Rheumatika im Allgemeinen
- Laa Labrador - augit - andezit — Labrador Augit Andesit
- Lam Labrador - amfibol - andezit — Labrador Amfibol Andesit
- Lba Labrador - biotit - andezit — Labrador Biotit Andesit
- Amfibolitizované, až pyrit-propylitizované andezity — Amphibolitisierte bis pyrit propylitisierte Andesite
- Zeolitický propylitizované a kaolinizované andezity — Zeolithisch propylitisierte und kaolinisierte Andesite
- Autopneumatolyticky metamorfované andezity — Autopneumatolythisch metamorphosierte Andesite
- Klasmatiká v celku — Klasmatika im Allgemeinen
- Popolové uloženiny — Aschenablagerungen
- Vulkanické brekcie — Vulkanische Brekzien
- Peléejské uloženiny — Peléeische Ablagerungen
- Eutaxity a ataxity — Eutaxite und Ataxite
- Tufity — Tuffite

VULKANITY I. ERUPTÍVNEJ FÁZY
VULKANITE DER I. ERUPTIVFASE

- Rheumatiká v celku — Rheumatika im Allgemeinen
- Aam Autometamorfný amfibol - andezit — Autometamorpher Amphibol Andesit
- Ada Autometamorfný diopsid - augit - andezit — Autometamorpher Diopsid Augit Andesit
- Aamk Autometamorfný amfibol-andezit s kremeňom v báze — Autometamorpher Amphibol Andesit mit Quarz in der Basis
- Klasmatiká v celku — Klasmatika im Allgemeinen
- Popolové uloženiny — Aschenablagerungen
- Vulkanické brekcie — Vulkanische Brekzien
- Peléejské uloženiny — Peléeische Ablagerungen
- Podložný tufit — Liegender Tuffit

HELVET
HELVET

- Šedivé slienité íly — Graue mergelige Tone

PALEOGÉN
PALAEOGEN

- Polymiktné rozpadavé slepence — Polymikte lose Konglomerate
- Kremité pieskovce a slienité bridlice — Quarzsandsteine und Mergelschiefer

MIERA 1:25 000 MAASSTAB

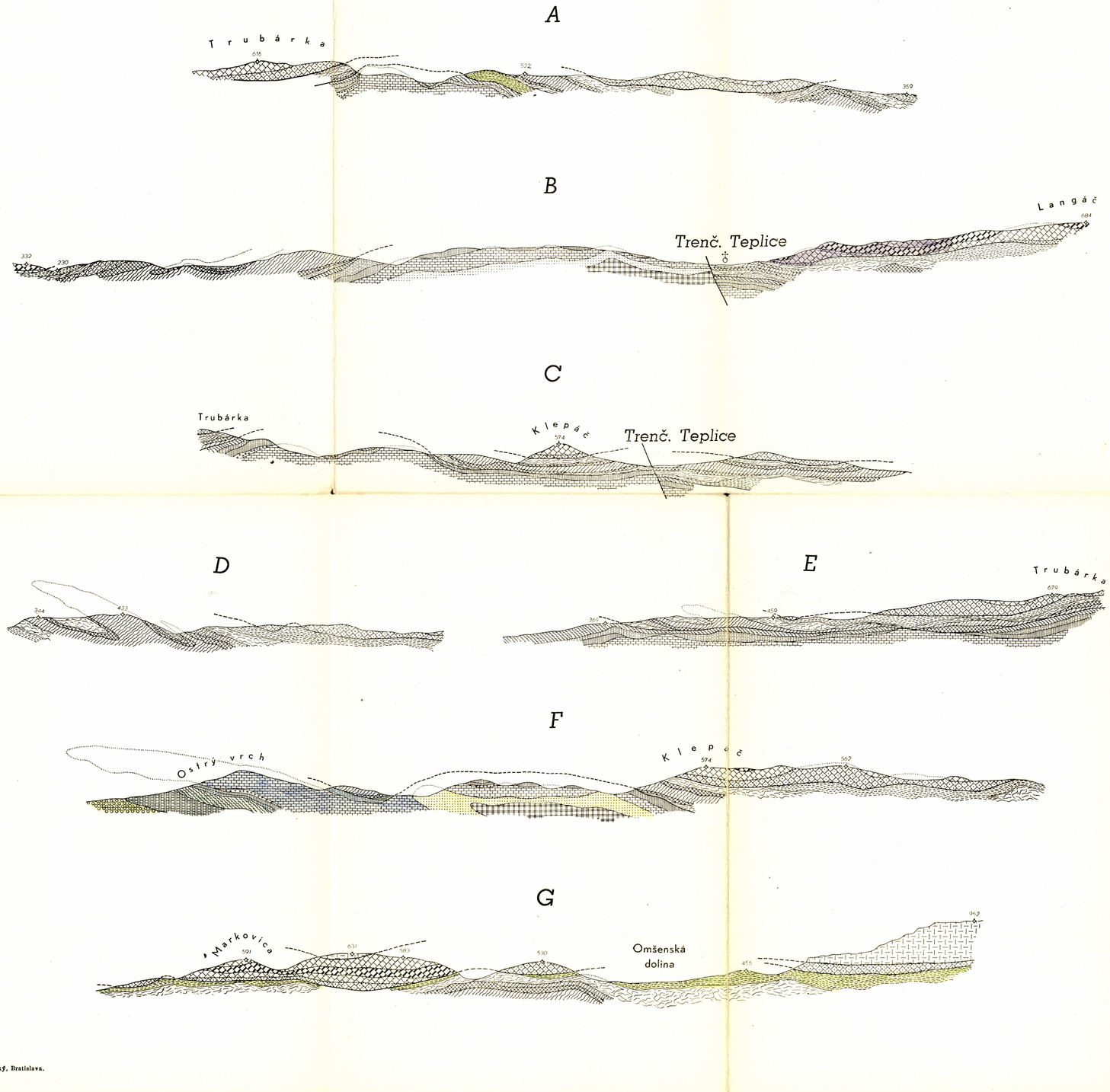
1000m 500 0 1 2 3 4 5km

Vytlačila za spolupráce s Vojenským zemepisným ústavom TEKLA úč. spol., SKALICA.

Nákladom Štátneho geologického ústavu. Bratislava, 1943

M. Maheľ: Geologia okolia Trenč. Teplíc
Géologie des environs de Trenč. Teplice.

GEOLOGICKÉ PROFILY Z OKOLIA TRENČIANSKYCH TEPLÍC
COUPES GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE TRENČIANSKE TEPLICE



Kreslil: J. Kopecký, Bratislava.

Tab. — Pl. XVI.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

Štátny geologický ústav
KNIŽNICA
Bratislava

Vysvetlivky:	Explications:
1. Aluvium.	1. Alluvions.
2. Strážovský príkrov: wettersteinský váp.	2. Nappe du Strážov: calcaire de Wetterstein.
3.—5. Chočský príkrov:	3.—5. Nappe du Choč:
3. reiflingský vápenec	3. calcaire de Reifling
4. dolomity	4. dolomies
5. anisský vápenec	5. calcaire anisien
6.—10. Krížňanský príkrov:	6.—10. Nappe de la Krížná:
6. alb	6. Albien
7. neokom	7. Néocomien — Aptien
8. tithon	8. Tithonique
9. malm — dogger	9. Malm — Dogger
10. vyšší lias	10. Lias sup.
11.—19. Manínska séria:	11.—19. Série du Manin:
11. alb	11. Albien
12. apt	12. Aptien
13. neokom	13. Néocomien
14. tithon	14. Tithonique
15. malm	15. Malm
16. dogger	16. Dogger
17. lias	17. Lias
18. vrchný trias	18. Trias sup.
19. stredný trias	19. Trias moyen
20. Presunové čiary	20. Lignes de chevauchement