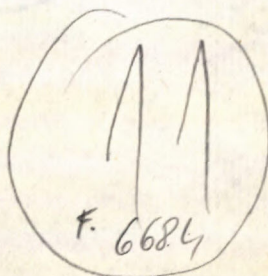


GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 20

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1960

GEOLOGICKÝ ÚSTAV

1519.c



1797/60

1797/60

GEOLOGICKÝ ÚSTAV
SLOVENSKEJ AKADEMIE VIED
BRATISLAVA

OBSAH

1. Bouček — Příbyl: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu (v řeči německé s českým resumé; tab. I—X)	5
2. Ilavský — Mrozek: Gotlandské (?) dolomity a ich vzťahy k pyritovému zrudneniu (nemecké resumé)	51
3. Ilavský — Grenár: Ku geológii a mineralógii niektorých Pb—Zn rúd v poritdách (francúzske resumé, tab. XVII—XXII)	57
4. Klínek A.: Niekoľko poznámok k územiu na styku gemeríd s veporidami	89
5. Snopko L.: Stručná zpráva o geologickom mapovaní južne od Dobšinej (nemecké resumé)	97
6. Bajaník Š.: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnárika a obcou Hnilec (nemecké resumé)	105
7. Šuf J.: Nové poznámky ku geológii okolí Kobeliarova, Štítniku a Nandráže na jižním Slovensku (německé resumé, tab. XI—XV)	111
8. Biely A.: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkyh Tatier (nemecké resumé)	127
9. Rakus M.: Nález druhu Monophyllites aonis Mojsisovics pri Východnej (nemecké resumé, tab. XXIV)	135
10. Leško — Samuel: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi (francúzske resumé)	139
11. Janáček J.: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku (německé resumé, tab. XVI)	151
12. Ivan L.: Zpráva o geologickom mapovaní na top. pláne Želiezovce (nemecké resumé, tab. XXIII)	177
13. Planderová E.: Palynologický výskum neogénu okolia Modrého Kameňa (nemecké resumé)	183
14. Snopková P.: Palynologický výskum panónskych súvrství z okolia Nítry (nemecké resumé)	189

INHALT

1. Bouček — Příbyl: Revision der Trilobiten aus dem slowakischen Oberkarbon (Taf. I—X)	17
2. Ilavský — Mrozek: Gotlandische (?) Dolomite und ihre Beziehungen zu der pyritischen Vererzung im Smolník	51
3. Ilavský — Grenár: Contribution a la géologie et minéralogie de quelques minéraux de Pb—Zn en Turquie septentrionale	76
4. Klinec A.: Einige Bemerkungen zum Gebiet am Kontakte der Veporiden mit Gemeriden	89
5. Snopko L.: Bericht über die geologische Aufnahme S von Dobšiná	97
6. Bajanič Š.: Bemerkungen zur Geologie des Gebietes zwischen der Niederung Tešnářka und der Gemeinde Hnilec	105
7. Šuf J.: Neue Bemerkungen zur Geologie der Umgebung von Kobeliarovo, Štítnik und Nandráž in der Südslowakei (Taf. XI—XV)	111
8. Biely A.: Die Choč-Decke an den Nordhängen der Niederen Tatra	127
9. Rakus M.: <i>Monophyllites aonis</i> Mojsisovics von Východná	135
10. Leško — Samuel: Géologie de la zone des klippen des environs de Podhorod	139
11. Janáček J.: Geologische Verhältnisse der Steinsalzlagerstätte bei Michalovce in der Ostslowakei	151
12. Ivan L.: Bericht über die geologische Kartierung im Gebiet von Želiezovce	177
13. Planderová E.: Palynologische Untersuchung des Neogens der Umgegend von Modrý Kameň	183
14. Snopková P.: Palynologische Untersuchungen der Pannonschichten aus der Umgebung von Nitra	189

BEDŘICH BOUČEK—ALOIS PŘIBYL

REVISE TRILOBITŮ SLOVENSKÉHO SVRCHNÍHO KARBONU

(Tab. I—X, německý text)

Úvod

Roku 1955 objevil O. F u s á n (1956, str. 8) u Ochtině nedaleko Štítníka první bohatší naleziště fauny mořského karbonu v magnesitové serii Spišsko-gemerského Rudohoří. Kromě gastropodů, brachiopodů uvádí i nálezy trilobitů. Protože jsme se v posledních letech zabývali zpracováním karbonské slovenské fauny, věnovali jsme novému výskytu velkou pozornost a během r. 1957 a 1958 jsme shromáždili odtud velké množství zoopaleontologického materiálu, v němž nechybělo ani množství poměrně dobře zachovaných zbytků trilobitů. Kromě četných úlomků (ponejvíce pygidia a hlavové štíty) jsme našli i větší počet exemplářů úplnějších a několik jedinců celých.

To je jistě pozoruhodné, neboť v mladším paleozoiku trilobiti již nepatří k příliš hojným prvkům fosilních faun. Lokalita ochtinská leží sz. od Ochtině, a to asi 600 m od zastávky. Je tu lomařsky otevřeno významné ložisko dobrého magnesitu. Naleziště bylo popsáno již r. 1931 F. U l r i c h e m a B. B o u č e m; poslední z nich uvedl odtud několik druhů korálů a stonky lilijic. Tato fauna se našla ve vložkách a bulkách tmavošedých dolomitických vápenců a v šedých břidlicích z bezprostředního nadloží magnesitové čočky. Při sledování a dalším odkrývání ložiska byly v poslední době naraženy tmavošedé pevné břidlice přeplněné fosiliemi, zachovanými v podobě otisků a jader povlečených silnou vrstvou zemitého hnědele, který fosilie odlišuje od matečné horniny pěknou rezavěžlutou barvou. V době naší návštěvy již *in situ* tato poloha bohatá zkamenělinami nebyla přístupná. Podle sdělení tamějších skalníků ležela tato poloha uvnitř magnesitu. Z větších kusů a bloků těchto pevných břidlic byla však vystavěna prozatímní zídka a stěny okrajových částí pracovní stoly, jež byla již opuštěna a polozavalena. Tento materiál nám poskytl velkou kořist, protože každý kus byl přímo přeplněn organickými zbytky (srov. tab. IV, obr. 1; tab. VII, obr. 1).

Bohužel není nám nyní známo, zda tento materiál pochází jako zmíněná ko-

rálová fauna z břidličnato-karbonátických poloh z nadloží magnesitu nebo z břidlic z jeho těsného podloží, z nichž byla B. Boučkem (1931) uvedena bohatší fauna ramenonožců, kromě zbytků gastropodů a zástupců rodu *Conocardium*. Jsou to většinou stlačená a silně deformovaná jádra; patří sem též otisky z dynamometamorfovaných grafitických břidlic (od Sušan, Ratkovské Suché). Za naší návštěvy jsme sice našli v břidlicích přechodního břidličnato-vápencového nadloží méně zřetelné zbytky ramenonožců a jiné fauny, avšak v jiném, světlejším materiálu a nezřetelné v částečném zkyvatění, které nepřipouští ani přibližné určení.

Krásné a hojné nálezy trilobitů u Ochtině vedly nás k porovnání s dříve známými nálezy trilobitů z okolí Dobšíně a z Bukových hor (Bükk Gebirge) v Maďarsku. Prvního trilobita z Dobšíně (faunu objevil r. 1855 A. Kiss) popsal W. Illés (1902) a určil jako *Griffithides dobsinensis*. Z pozdějších sběrů zpracoval dobsínskou karbonickou faunu F. Frech (1906) a uvádí kromě *G. dobsinensis* Illés ještě pygidium, které určuje jako *Griffithides ? cf. minor* Woodw. Zatím se shromáždilo velké množství paleontologického materiálu (hlavně zásluhou P. Rozložníka a G. Rakusze), který začal zpracovávat G. Rakusz. Po dlouholetém pečlivém studiu vydal Rakusz r. 1932 svou velkou monografii svrchnokarbonické fauny z okolí dobsínského, v níž uvádí z dobsínského karbonu kromě již dříve známých nálezů *Griffithides dobsinensis* Illés a *G. (?) aff. minor* Woodw. ještě *G. ? sp.* a nový druh *G. rozložníki* Rak. Z komplexu pokrývačských břidlic provázených grafitickými a pískovito-slepencovitými polohami ze západního okolí Dobšíně (lok. „Hochofen“) uvádí pak další špatně zachované jedince (silně rozmáčklé), které určuje jako *G. rozložníki* Rak., *G. (?) aff. minor* Woodw. a *Phillipsia aff. eichwaldi* Fischer.

Vlastními sběry získali jsme další nový materiál trilobitů z Brezinky sz. od Dobšíně. Nevšední laskavostí ředitele Maďarského geologického ústavu v Budapešti dr. J. Füllöpa a přátel dr. K. Balógha a dr. B. Jantského obdrželi jsme k srovnání a k revisi skoro všechny typy Rakuszovy i Illésův unikát druhu *Gr. (recte Cyrtoproetus) dobsinensis*, jakož i na víc materiál Z. Schréttera z Bukových hor v Maďarsku, který popsal r. 1948 odtud (Nagyvisnyó) pygidia druhu „*Phillipsia*“ *eichwaldi* (Fischer). Všem jmenovaným vzdáváme za tuto pomoc opravdu upřímný dík.

Tím nám bylo umožněno nejen zpracovat nový materiál ochtinský a dobsínský, ale i provést revisi všech dosud známých slovenských i maďarských karbonických trilobitů. Revisi bylo nám možno zpřesnit i taxionomické vztahy citovaných druhů, rodů, podčeledí i čeledí. Ukázalo se, že fauna dobsínská — tak jak to vyplývalo již i z dosavadních předběžných určení a dřívějších prací — je zcela odlišná od fauny magnetitové karbonické série (Ochtiná, okolí Jelšavy, Lovinobani, Košic aj.).

Z dobšinského¹ karbonu jsme určili po revisi:

Cyrtoproetus dobsinensis (Illés, 1902),
Griffithides (Bollandia) rozlozsniki Rakusz, 1932,
Cummingella sp. aff. *balladoolensis* Reed, 1942,
Paladin sp. aff. *eichwaldi* (Fischer, 1825).

Z Ochtiné jsme určili:

Phillipsia margaritifera Roemer, 1870
Paladin eichwaldi (Fischer, 1825).

Milou naší povinností je na tomto místě srdečně poděkovat dru O. Fušá-
novi (Bratislava) za cenné rady, pomoc a zapůjčení jím sbíraného materiálu
z Ochtiné. Velmi ochotně nám také pomohl svými zkušenostmi a informacemi
inž. L. Rozložník (Košice). Velký zájem a pomoc při provádění výzkumů
v terénu poskytli nám doc. dr. M. Mahel a dr. L Ivan (Bratislava).

Při terénních sběrech ochotně pomáhali Dg. R. Prokop a studující J. Kříž
(Praha.).

Poznámky k stratigrafii a paleogeografii slovenského svrchního karbonu

Trilobiti jsou pro mladší prvohorní útvary svrchovaně významní po stránce
biostratigrafické. Je možno připomenout např. úspěšné pokusy o sestavení biostra-
tigrafických trilobitových zón v Hornoslezské kamenouhelné pánvi (srovn.
M. Schwarzbach, 1935, 1936; A. Přibyl, 1951 aj.) i v jiných paleo-
zoických oblastech. To bylo také jednou z příčin, proč jsme právě slovenským
karbonským trilobitům dříve nežli jiným živočišným skupinám věnovali zvýšenou
pozornost a přistoupili k jejich zpracování.

Proto přistupujeme nyní po výčtu a taxionomickém zhodnocení zjištěných dru-
hů a rodů k některým poznatkům a závěrům biostratigrafickým se zaměřením

¹ V klasickém litorálním a neritickém vývoji dobšinském s ččkami
ankeritových až sideritických těles (Rakuszovy zóny α - δ) byly nalezeny tyto druhy: *Cyrto-
proetus dobsinensis* (Illés, 1902), *Cummingella* sp., aff. *balladoolensis* Reed, 1942 a *Grif-
fithides rozlozsniki* Rakusz, 1932 (lektotyp).

Kromě toho byla nalezena fauna v pokrývačských břidlicích s vložkami pískovců
a slepenců v západním okolí Dobšíné u starých vysokých pecí (Rakuszova lokalita „Alter
Hochofen“). Odtud jsou známy silně smáčklé zbytky dvou trilobitů: *Griffithides rozlozsniki*
Rakusz a *Paladin* sp., cf. *eichwaldi* (Fischer, 1825). Jedinci prvé formy mají nápadně
široké osní vřeteno a líce jako lektotyp z Dobšíné a pravděpodobně skutečně patří zmíněnému
druhu. Naproti tomu určený jediného fragmentu, Rakuszem určovaného jako *Phillipsia* aff.
eichwaldi Fischer je velmi sporné pro zcela chatrné zachování zbytku. Stratigrafická pozice
pokrývačských břidlic není přesně známa. Není vyloučeno, že jde o mladší nadložní vrstvy (hori-
zont ξ a další), které přímo u Dobšíné jsou jen neúplně zachovány.

na stratigrafickou korelaci a zařazení karbonských vrstev Spišsko-gemerského Rudohoří.

Začněme konstatováním, že druhy trilobitů z oblasti dobšinské [např. *Cyrtoproetus dobsinensis*, *Griffithides (Bollandia) rozlozsniki*, *Cummingella* sp. aff. *balladoolensis*] jsou zcela odlišné od druhů z magnesitového vývoje od Ochtině (zde je hojný *Paladin*² *eichwaldi* a *Phillipsia margaritifera*). Tato skutečnost odpovídá též odlišnému druhovému složení i ostatní průvodní fauny, jak jsme již uvedli v naší předběžné zprávě (B. Bouček a A. Příbyl, 1958, str. 118 až 123). Podle výskytu vývojově mladších druhů bezobratlých, známých m. j. z ruského moskovu, jakož i podle výskytu flóry ve vyšších vrstvách u Dobšíně na př. Michaeli aj. (jako *Annularia stellata* Schlotth. a další) ukazující již na spodní westfal C, považujeme spodnější mořské vrstvy s Rakuszovými horizonty α až δ za westfal B. Proto klademe nadložní polohy, kde se zprvu střídají mořské polohy s faunou (Rakuszův horizont ζ) s kontinentálními (s flórou ϵ), již za basi westfalu C. Tento názor tedy nepatrně posunuje dosavadní koncepci stáří dobšinských fosiliferních vrstev poněkud výše, nežli jak se domnívali někteří badatelé (např. F. Němejč, 1946, 1953 aj., kteří jím na základě flóry přisuzovali stáří westfalu A—B).*

Že je fauna z magnesitového karbonu (Ochtiná, Sučany—Ratkovská Suchá, Divina aj.) poněkud odlišná od fauny dobšinské, konstatovaly již dříve podle nalezených zkamenělin práce Boučkova a Ulrichova (1931) i Herritschova (1934) při zpracování korálů. V celém magnesitovém karbonu je velmi hojný a přímo vůdčí výskyt nápadného trsnatého korálu druhu *Lithostrotion carpathicum* Her., který v Dobšíně je zjevem zcela neznámým, ač ekologické podmínky byly stejné a docházelo zde jako v magnesitovém pásmu k vzniku bicherm.

Zatím co dosavadní získaná fauna z magnesitového vývoje (ve smyslu L. Zelenky, 1927) z ostatních nalezišť mimo Ochtinou je špatně zachovaná, kromě korálů ve vápencových vložkách (hlavně z břidlic postižených dynamometamorfosou) a nedovoluje přesnějšího druhového určení, je náš nový materiál z ochtinských břidlic mnohem lépe zachovaný a na druhy i jedince nesmírně bohatý.

² K rodu *Paladin* je řazen i genotyp 'rodu' *Weberides*: *P. mucronatus* (McCoy, 1844). Tento druh byl poslední dobou z ostravského karbonu uváděn F. Řehořem a M. Řehořovou (1959) pod rodovým označením *Weberides* s odůvodněním, že Reedovo jméno je nomenklatoricky platné. Připomínáme však, že nejde o oprávnění po stránce nomenklatorické (to je oprávněné), nýbrž taxionomické, neboť *Weberides* je pouhé synonymum staršího taxonu *Paladin* Weller, 1936. Mezi genotypy obou „rodů“ existují nejvýše rozdíly druhové, avšak v podstatných generických znacích je naprostá shoda. Proto setrváváme na původním Příbylově stažení „rodu“ *Weberides* Reed do synonymiky dříve utvořeného rodu *Paladin* Weller.

* G. Rakusz (1932) považoval tyto vrstvy (s fosiliferními horizonty α až ζ) za westfal C až D, kdežto B. Bouček (1931) dokonce za stefan.

Zatím byly odtud určeny *Bellerophon (Euphemus) urei* F l e m., další různé bříchonožci, *Brachythyrida cf. strangwaysi* (V e r n.), *Spiriferid aff. Punctospirifer pectinoides* (K o n.) — hojně, *Schizophoria resupinata* (M a r t.), *Chonetes carboniferus* K e y s., *Gigantoproductus* sp., mlži, mechovky, rugosní koráli, orthokonní nautilidi ap. Je to tedy odlišné druhové společenstvo prokazující jiné biostratigrafické stáří vrstev magnetitového karbonu nežli faunistická společenstva známá z dobšinské oblasti. Ukázali jsme, že *Bellerophon (Euphemus) urei* i *Gigantoproductus* sp. naznačují větší stáří fauny, ale velmi důležití pro určení stáří ochtinských vrstev jsou při nedostatku goniatitové a fusulinové fauny právě trilobiti.

Druh *Phillipsia margaritifera* R o e m. je až dosud znám z nejvyššího namuru A Hornoslezské pánve. Zde byl zatím zjištěn v nejvyšších polohách vrstev porubských (ostravské souvrství) polské části pánve. Druhý druh *Paladin eichwaldi* (F i s c h e r) je uváděn z cizího karbonu od viséenu až do westfalu A. Jedině Z. S c h r é t e r (1948) zmiňuje tento druh z maďarského spodního stefanu (z Bukových hor). S c h r é t e r o v o stratigrafické zařazení těchto vrstev s *P. eichwaldi* není podle našeho názoru zcela správné. Domníváme se naopak, že i tyto vrstvy odpovídají stářím právě našim vrstvám dobšinským. Též názoru je i M. M á š k a (podle ústního sdělení), který výskyty v Bukových horách poznal z autopsie.

Toto zjištění (a výskyt obou trilobitů) ukazuje překvapující vztahy ke karbonu hornoslezskému a současně dovoluje stanovit stáří magnetitonosného karbonu mnohem přesněji nežli jsme mohli tak učinit v předběžné práci z r. 1958, tj. klást tyto vrstvy o něco níže nežli dříve, a to do n a m u r u B — C místo westfalu A.

Jak bylo dosavadními pracemi a nálezy zjištěno, stejná fauna (s *Lithostrotion carpathicum*) provází všude slovenské karbonské mořské vrstvy s magnetitovými tělesy (přeměněné korálové a krinoidové biohermy) v celém pásmu od Lučence až k Bankovu u Košic. Je zajímavé, že výskyt magnetitů lze považovat přímo za diagnostický znak odlišující tento vývoj („magnetitový“ ve smyslu L. Z e l e n k y) od vývoje dobšinského.

Svrchnokarbonské vrstvy (nebo podle ruského dělení střednokarbonské — C₂) Spišsko-gemerského Rudohoří označil komplexně M. M á š k a (1959, str. 138) jako sérii lubenickou. Tato shromažďuje dřívější sérii magnetitovou, dobšinský karbon, bindt-rudňanskou oblast, karbon muráňský, sérii Foederata aj. Podle M á š k o v y velmi podnětné práce představuje tato lubenická série jednotný genetický celek (cyklus), jehož sedimentace nastala v souvislosti s mořskou transgresí, pokračovala v inundační fázi, pak v regresi (paralická fáze) a skončila emersí. Podle toho rozdělil M á š k a lubenickou sérii na tři oddíly: na spodní oddíl terestricko-litorální, střední mořský za postupného prohlubování a diferencování, a konečně na svrchní-regresní paralický z cyklicky sedimentovaných klasických uloženin (hlavně slepenců, pískovců a břidlic). Na tyto oddíly je nutno

se dívat jako na jednotky litofaciální (bez přesného časového obsahu), a nikoli jako jednotky chronostratigrafické. Jak uvádí M. M á š k a, je úplný sedimentační cyklus typicky vyvinut v oblasti kolem Lubeníku. Na spodu jsou pískovce, arkosy a kvarcitty přecházející do slepenců. Tento basální člen je magnafacií slepencům basálním dobšinské oblasti, jež jsou stratigraficky daleko mladší. Dalším členem je tu mocné souvrství břidlic a grafitických, chloritických i písčitých fylitů s čočkami krystalických vápenců, většinou přeměněných v magnesity. V břidlicích jsou místy hojné vložky dolomitických vápenců. V břidlicích a vápencích provázejících čočky magnesitů se vyskytuje bohatá fauna (Ochtiná, Sučany aj.).

M á š k o v o svrchní souvrství, které představuje paralickou regresní formaci, je složeno z cyklicky uspořádaných pískovců, slepenců a břidlic, charakterisovaných přítomností slídy a uhelného pigmentu, a místy provážených polohami uhelných břidlic, jílovců a slojkami antracitů.

Jednotlivá tři souvrství lubenické serie označuje M. M á š k a (1959, str. 143) též názvy podle typických lokalit: vrstvy selčanské (= spodní souvrství), vrstvy chižnianské (= střední souvrství) a vrstvy hámořské (= svrchní souvrství). Uvnitř Máškových vrstev chižnianských (recte souvrství) lze podle našich výzkumů rozlišit dvě místní litostratigrafické jednotky, kterým dáváme samostatná jména.

Vrstvy s magnesity jsou faunisticky a časově odlišné od vrstev podobného vývoje z okolí Dobšíně. Je význačné, že dobšinské biohermy byly metasomaticky přeměněny v ankerit-siderity a nikoli magnesity jako v oblasti lubenické aj. Na odlišení těchto starších vrstev s magnesity navrhuje se označit jako vrstvy o c h t i n s k é, podle typického profilu — stratotypu — odkrytého v magnesitovém lomu u Ochtiné.

Vyšší stratigrafickou jednotkou je souvrství bílých nebo modře až hnědě pruhovaných vápenců (rázu tuhárských mramorů) s vložkami diabasových tufů. Jsou dobře odkryty v okolí Ochtiné (severně obce). Podle význačného profilu — stratotypu — mezi Ochtinou a Markuškou, označujeme tyto nadložní vrstvy bílých, modře až hnědě pruhovaných vápenců s vložkami tufů jako vrstvy m a r k u š o v s k é. V jejich nadloží leží souvrství tmavých břidlic, pískovců, slepenců s uhelnými jílovcí a slojkami antracitu.

Sled u Dobšíně začíná sice také slepenci (mocnými jen 4–8 m), avšak stratigraficky mladšími, neboť v nich byla nalezena fauna westfalu A–B. Následují břidlice a vápence s krinoidy i korály a čočkovitá tělesa ankeritů až sideritů, zřejmě biohermálního původu podobně jako u Ochtiné. Tyto polohy rázem připomínají vrstvy ochtinské; podle stratigrafické posice a fauny jsou o něco mladší (již westfal B). V jejich nadloží začíná paralický vývoj (zahrnující v sobě oba nejvyšší R a k u s z o v y horizonty ε s flórou a ζ s faunou — westfal C), který končí mocnějším souvrstvím pískovců usazených před úplným vynořením a ukončením sedimentace (asturská fáze).

Vývoj bindt-rudňanský (dle J. V a c h t l a, 1938) čili slepencový (podle L. Z e l e n k y, 1927) se prostírá od Dobšíně dále k severovýchodu až východu (tři obzory). Odpovídá věkově asi nejmladším vrstvám dobšinského karbonu. Alespoň flóra nalezená J. V a c h t l e m (1938) u Rudňan neukazuje na jiné stáří nežli jaké mají rostlinné zbytky od Dobšíně (spodní westfal C).

Z toho jasně vyplývá, že v jihozápadní části studované oblasti (v okolí Ochtině; Jelšavy) je zachován úplnější vrstevní sled svrchního karbonu začínající již severněji namurem (byl dokázán namur B—C), kdežto v dobšinské oblasti severní jsou basální polohy již stáří westfalu A—B. V době inundace se vytvořily zde i tam v mělkém teplejším prostředí podmínky pro místní vývoj bioherm podle nerovností dna. Vývoj je pro nerovnost reliéfu nestejný, avšak nikdy není cyklický. Později se moře prohloubilo, biohermy zanikly, avšak usazovaly se neritické, lavicovité světlé vápence „typu tuhárských mramorů“, provázené diabasovými tufy. Podle naší představy v době tohoto prohloubení a rozšíření transgrese byla dobšinská oblast postižena transgresí teprve později, a ještě snad o něco později i oblast bindt-rudňanská. Je proto možné se domnívat, že fosiliferní karbon dobšinské oblasti jako produkt litorálu má přece jiný litologický faciální ráz nežli oblast lubenicko-ochtinská, kde v téže době za většího místního prohloubení moře se již usazovaly neútesové vápence doprovázené diabasovými tufy inicialního vulkanismu.

Ještě dále k severu a k severovýchodu (Rudňany a dále) vyznívá tato mořská transgrese úplně a vývoj karbonu se stává již kontinentálním. Stratigrafickou korelaci všech jednotek v rámci lubenické série a vztahy facií podáváme na připojené tabulce (str. 12.).

Uvedené vývody potvrzují, že transgrese svrchnokarbonského moře jakož i později permského se dály v karpatské, jakož i alpské a balkánské oblasti od jihu z oblasti velkého mladopaleozoického středozemního moře Tethydy. Velká shoda fauny s vývojem hornoslezským a východoevropským naznačují komunikace těchto provincií, ovšem nikoli přímo, nýbrž přes zmíněnou Tethydu. Vztahy se západní Evropou jsou daleko menší (viz G. R a k u s z, 1932). Podle našich představ byl prostor Hornoslezské pánve přes karpatskou a východoalpskou oblast spojen s Tethydou, takže lze si představit jakýsi velký záliv sahající k severu, ovšem s měnící se konfigurací, zatím těžko přesně zjistitelnou.

V době zvedání a vrásnění oblasti hornoslezské se zdá, že docházelo k inundaci částí jižnějších a k postupné transgresi koncem namuru a počátkem westfalu. Transgrese — snad z důvodů konfigurace a místních nerovností (oblast dobšinská je od jelšavské vzdálena jen 20 km) — zasáhla dříve jelšavskou oblast (jihozápad a západ Spišsko-gemerského Rudohoří) a do okolí Dobšíně na severu zasáhla až během westfalu (rozmezí westfalu A—B podle paleontologických nálezů). Dále k východu (rudňanská oblast) se již nedostala a sedimentace se zde omezila jen na kontinentální, vyvolanou pohyby zemské kůry a zesílením denudace a erose.

Stratigraficko-faciální tabulka slovenského svrchního karbonu

Stupně.	Místní serie M. Máška 1959	Vývoj „magnetitový“ n. jelšavský	Vývoj dobšinský	Vývoj bindt- rudňanský
Denudace — hiát				
Westfal D—C	Lubenická série	slepence, pískovce, uhelné pílovce a sloj- ky antracitu	pískovce a břidlice (na basi střídání moř- ských a kontinentál- ních poloh)	fylity, břidlice a pís- kovce s polohami sle- penců
Westfal B		bělavé nebo pruhova- né, zvrstvené vápence (typu tuhárovského) s polohami diabasových tufů (vrstvy markuš- kovské)*	břidlice a polohy krin- oidových vápenců, výše čočky přeměněné v ankerit — na basi slepence (vrstvy dobšinské)***	tmavé krinoidové vápence
Westfal A			diskordance (hiát)	diskordance (hiát)
Namur B—C		tmavé břidlice až fy- lity s čočkami magne- sitů a vložkami vá- penců a dolomitů. (vrstvy ochtinské)**		
?		pískovce, arkosy, kvar- city s vložkami sle- penců		
		diskordance (hiát)		

* Stratotypem vrstev markuškovských je profil mezi Ochtinou a Markuškou. Tyto světlé krystalické vápence s diabas. tufy leží bezprostředně na magnetitovém karbonu, t. j. vrstvách ochtinských.

** Stratotypem vrstev ochtinských je profil odkrytý v známém ochtinském magnetitovém lomu ležícím SZ od Ochtině, asi 600 m od zastávky.

*** Stratotypem vrstev dobšinských je stratigrafický profil probíhající od Vlčí doliny u Dobšíně až k staré jámě Michaeli, zahrnující v sobě Rakuszovy faunistické horizonty α až δ . Mladší Rakuszovy obzory ϵ a ζ patří již vyšším paralic-
kým vrstvám.

Geografická poloha, povaha a faunistické zvláštnosti a vztahy Hornoslezské kamenouhelné pánve činí nepravděpodobnými, že by tato pánev byla zcela izolována a bez přímého spojení. Ale přímé spojení s východní Evropou a Tethydou je více nežli nepravděpodobné. Daleko lépe vyhovuje představě paleogeografického spojení pánve s Tethydou obloukem přes Karpaty (? východní) a prostor balkánsko-uherský. V tomto prostoru se uskutečňovaly severo-j jižní regrese i dočasné opět transgrese, jichž jednou je právě citovaná transgrese namursko-westfalská v prostoru Spiš—Gemeru. Podobně se při regresi moře ze severu stahovalo k jihu, kde je vždy úplnější sled (již Bukové hory a dokonce podle nejnovějších výsledků i slovenská oblast, jižní pruh Gemerid mezi Jasovem a Rožňavou), neboť je zde vyvinut i mořský perm.

Toto vzájemné spojení je tím výraznější, když zmíníme dokázaný výskyt namuru A na balkánském poloostrově, především v bulharském a chorvatském svrchním paleozoiku. Namur A byl nejnověji dokázán v Bulharsku (v karbonu ležícím severně od Sofie) nálezem goniatitů *eumorphocerasové* skupiny (určoval jeden z nás — A. Příbyl — pro bulharského geologa Chr. Spasova). V Chorvatsku se namur A vyznačuje přítomností trilobity *Paladin mucronatus* (McCoy), který byl nalezen dr. V. Simičem (1938) u Liky na vrchu Pilar. V. Simičovi se tehdy nepodařilo tohoto charakteristického trilobity blíže druhově určit, a proto jej označil ve své práci jako *Phillipsia* sp. div. (srovn. tab. XVII, obr. 1—8 v Simičově práci. Přítomnost uloženin tohoto stáří (namuru) lze předpokládat i v Kraňských Alpách.

Z podaného přehledu vidíme, že mezi slovenským svrchním karbonem a Tethydou bylo vzájemné spojení a že právě z jihu přicházejí mořské transgrese namursko-westfalského stáří.

Přirozeně, že další podrobné výzkumy a nové zpracování slovenské karbonské fauny přinesou více světla do vzájemných vztahů paleogeografických a faunistických, především mezi karbonskou faunou slovenskou na jedné straně a faunou ruskou, maďarskou, příp. balkánskou a západoevropskou na straně druhé. Podrobné zpracování slovenské svrchnokarbonské fauny chystáme na dobu pozdější.

Níže podáváme podrobné popisy a vzájemné vztahy slovenských karbonských trilobitů v německém jazyku, aby mohly být později srovnány s trilobity jiných blízkých svrchnokarbonských oblastí.

POUŽITÁ LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1] Andrusov, D. (1958): Geológia československých Karpát, I. — Slovenská akad. vied. Bratislava. — [2] Balašova, E. A. (1956): Turnejskie trilobity Ber-Čogura (Mugodžary). — Ežegodnik Ves. paleont. obšč., tom XV — 1954—1955, str. 249—262. Moskva. — [3] Balkay, B. — Láng, G. (1957): Sedimentpetrographische und tektonische Untersuchungen in der Gegend von Nagyvisnyó (Uponyer Gebirge. Ungarn. — Földtani Közlöny, 87, 113—

18 (Text ung., kurzes deutsch. Résumé). Budapest. — [4] Balogh, K. — Pántó, G. (1953): Mesozoikum severního Madarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. — Sborník Ústř. úst. geol., XX, odd. geol. Praha. — [5] Biely, A. (1956): Príspevek ku geológii okolia Dobšinej. — Geolog. práce — Zprávy 5, 37—61. Bratislava. — [6] Biely, A. (1955): Geologické pomery v okolí Lovinobane. — Geol. práce. Zprávy 2 za r. 1954, 125—131. Bratislava. — [7] Bouček, B. — Příbyl, A. (1953): Stratigrafický a paleontologický výzkum slovenského karbonu v okolí Dobšinej. — Geol. Sborník IV, 3—4, 875—877. Bratislava. — [8] Bouček, B. — Příbyl, A. (1958): Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbonu ve Spišsko-gemerském Rudohoří. — Geol. práce. Zprávy 14. 118—123. Bratislava. — [9] Bystrický, J. Fusán, O. (1955): O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. — Věstník Ústř. úst. geol., XXX, Praha. — [10] Frech, F. (1906): Das Marine Karbon in Ungarn. — Földtani Közlöny, 36, Hft 1—3, 103—153, 9 Taf. Budapest. — [11] Fusán, O. (1956): Paleozoikum gemeríd. X. jubilejný sjazd Čs. spol. pre min. a geol. v dních 8.—11. IX. 1956 v Košiciach. — Kompletný sjazdový sprievodca, Bratislava. — [12] Fusán, O., Kamenický, J., Kuthan, N. (1953): Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. — Geolog. sborník IV, 163—220, 8 Tab. Bratislava. — [13] Fusán, O., Máška, M. — Zoubek, V., (1955): Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. — Geolog. práce, Zprávy 2., 3—15. Bratislava. — [14] Gabor K., (1951): Magyarországi permo-karbon koralljai. — Földtani Közlöny, LXXXI, 1—3 (4—56), 4—6 (171—185). Budapest. — [15] Gheyselinck, R. (1937): Permian trilobites from Timor and Sicily with a Revision of their nomenclature and classification. — Dis. Univ. Amsterdam. — [16] Goldring, R. (1957): Pseudophillipsia from the Permian (or Uralian) of Oman, Arabia. — Senckenbergiana Leth., Bd. 38, Nr. 3/4. Frankfurt a. M. — [17] Goldring, R. (1958): Lower Tournaisian Trilobites in the Carboniferous Limestone Facies of the south-west province of Great Britain and of Belgium. — Palaeontology, vol. 1, Pt 3, 231—244. London. — [18] Heritsch, F. (1934): Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. — Věstník stát. geol. úst. X, 138—154. Praha. — [19] Illés, W. (1902): Die erste in Ungarn gefundene Trilobite. — Földtani Közlöny, Bd. 32, S. 408. Budapest. — [20] Jarosz, J. (1910): Fauna wapienia węglowego w okręgu krakowskim. I. Trylobity. (Fauna des Kohlenkalkes in der Umgebung von Krakau). I. Teil. — Bull. internat. Acad. Sci. de Cracovie, Cl. Sci-Mat., No. 7, 371—385, tab. 1. Kraków (Cracovie). — [21] Jarosz, J. (1913): Fauna wapienia węglowego w okręgu krakowskim. Trylobity, II. (Fauna des Kohlenkalkes in der Umgebung von Krakau, II. Teil). — Bull. int. Acad. Sci. de Cracovie, Sér. B. Sci. Nat., 1960—182. Kraków. — [22] Leyh, F. (1897): Beiträge zur Kenntniss des Paläozoicum der Umgegend von Hof a./Saale. — Zeitschr. d. D. geol. Ges., XLIX, 3, 504—560, tab. 2. Berlin. — [23] Lexique stratigraphique international, Vol. I, 6b, 1957. Paris. — [24] Majzon, L. (1955): Paleozoic Foraminifera of the Bükk Mountains. — Acta Geologica, III, 1—3. Budapest. — [25] Máška, M. (1957): Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (I. Perm). Zprávy o geolog. výzkumech r. 1956. ÚÚG. Praha. — [26] Máška, M. (1959): Zpráva o výzkumech paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (III. Karbon — celkově). — Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1957, 136—146. ÚÚG. Praha. — [27] Mišík, M. (1953): Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. — Geol. Sborník IV, 3/4, 557—587. Bratislava. — [28] Mitchell, J. (1918): The Carboniferous Trilobites of Australia. — Proceed. Linn. Soc. New South Wales, 1918, vol. XLIII, Pt. 3, 437—494, tab. 8. — [29] Mitchell, J. (1922): Description of two new trilobites and note on Griffithides convexicaudatus Mitchell. — Proc. Linn. Soc. New South Wales, XLVII, Pt. 4, 1922, 535—540, tab. 1. — [30] Němejč, F. (1946): Príspevek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. — Rozpravy II tř. Čes. akad., věd a umění, r. LVI. Praha. — [31] Němejč, F. (1953): Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí v ČSR. — Nakl. ČSAV, str. 1—173. Praha. — [32] Němejč, F. — Obrhel, J. (1959): Zpráva o výsledcích vyšetření někte-

rých novějších sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. — Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1957, 165–6. Praha. — [33] Parkinson, H. (1903): Ueber eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Giessen etc. — Zeitschr. d. D. geol. Ges., 1903, 331–374, tab. 2. Berlin. — [34] Prantl, F. (1934): O mechovkách dobšinského karbonu. — Rozpravy II. tř. Čes. akad., tř. mat.-přirod., r. XLIV. Praha. — [35] Přebyl, A. (1951): O moravsko-slezských karbonických trilobitech. — Rozpravy II. tř. Čes. akad., r. LX, č. 24, 1–22, tab. 2. Praha. — [36] Přebyl, A. (1955): O nomenklatuře dvou karbonických trilobitových rodů (Paladin a Weberides) a klasifikaci podčeledi Phillipsiinae. — Přírodověd. sborník Ostravského kraje, XVI—1955, č. 3, 400–411. Opava. — [37] Rakusz, G. (1932): Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšiná) und Nagyvisnyó. — Geologica Hungarica, ser. paleont. 8, 1–223, tab. 9. Budapest. — [38] Redlich, K. (1934): Die Magnesitvorkommen der Tschechoslowakischen Republik. — Věstník stát. geol. úst., X, 121–134. Praha. — [39] Richter, R. & E. (1939): Proetiden von oberdevonischer Tracht im deutschen, englischen und mittelmeeischen Unter-Karbon. — Senckenbergiana, Bd. 21, 1939, No. 1/2, 82–112. Frankfurt a. M. — [40] Richter, R. & E. (1949): Die Trilobiten der Erdbach-Zone (Kulm) im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. — Senckenbergiana, Bd. 30, No. 1/3, 63–94, tab. 5. Frankfurt a. M. — [41] Rozložník, P. (1935): Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina (Dobšiná). — Geologica Hungarica, ser. geol. 5. Budapest. — [42] Řehoř, F. — Řehořová, M. (1959): Trilobit *Weberides mucronatus* (Mc Coy, 1844) v ostravském namuru. — Přírodověd. čas. slezský (Acta rerum natur. districtus Silesiae), S. 254–272, Tab. I–IV. Opava. — [43] Schréter, Z. (1948): Trilobiták a Bükk-Hegységböl (Trilobiten aus dem Bükk-Gebirge). — Földtani közlöny, LXXVIII, 1948, 32–39, Fig. 1–4. Budapest. — [44] Schréter, Z. (1953): Recherches géologiques aux environs de Nagyvisnyó. — A Magyar Állami Föld. Intézet Évi Jelentése, 1951, 157–167. Budapest. — [45] Schmidt, H. (1929): Tierische Leitfossilien des Karbon. — In: G. Gürich, Leitfossilien, 1–107, tab. 23, Abb. 23. Berlin. — [46] Schumacher, R. (1903): Über Trilobitenreste aus dem Unterkarbon im östl. Teil des Rossbergmassivs. — Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. 55, 435, tab. 1 (XIX). Berlin. — [47] Schwarzbach, M. (1936): Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens. — Jahrbuch d. Preuss. Geol. Landesanst., 1935, Bd. 56, 422–443, tab. 3. Berlin. — [48] Scupin, H. (1900): Die Trilobiten des niederschlesischen Untercarbon. — Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. 52, 1–20, tab. 1. Berlin. — [49] Šimič, V. (1938): Nekoliko trilobita iz ličkog Gornjeg Karbona. (Über einige Trilobitenreste aus dem Oberkarbon von Lika in Kroatien). — Vesnik Geol. Inst. Krajl. Jugoslavije, Kn. VI (Bull. du Service géol. du Roy. de Yougoslavie, T. VI), 203–214, tab. 1. Beograd. — [50] Snopko, L. (1959): Geologické pomery okolia Nižnej Slanej. — Časopis pro miner. a geol. sv. IV–4, 505–6, Praha. — [51] Šuf, J. (1930): Poznámky o zkamenělinách z nových karbonických a triasových lokalit ze severního okolí Dobšíné a od Kobeliarova na Slovensku. — Věstník stát. geol. úst., r. VI. Praha. — [52] Šuf, J. (1933): Nástin geologických poměrů území záp. Železníku. — Věstník král. české společ. nauk, 1933. Praha. — [53] Šuf, J., (1936): Přehled nových výskytů zkamenělinových v jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. — „Bratislava“ X (1936), 239–242. Bratislava. — [54] Ulrich, F. — Bouček, B. (1931): Výskyt zkamenělin v magnesitové zóně Slovenského Rudohoří. — Věstník stát. geol. úst., VII, 203–221. Praha. — [55] Vachtl, J. (1936): O karbonu mezi Dobšínou a Kotrbachy (Slovenské rudohoří). — Sborník stát. geol. úst., XII. Praha. — [56] Weber, V. N. (1932): Trilobity Turkestana. — Izd. Vses. gos. paleont. obšč., Moskva. — [57] Weber, V. N. (1933): Trilobity Dončckogo bassejna. — Trudy Vses. G. P. obšč., vyp. 255, 1–96, tab. 1–3, 33 obr. (Abb.) Moskva. — [58] Weber, V. N. (1937): Trilobity kamenougolnych i permskich otloženij SSSR. — Monografii po Paleontologii SSSR, Tom LXXI, Vyp. I, 1–160, tab. I–XI. (Trilobites of the Carboniferous and Permian system of U. S. S. R., Fasc. I. Carboniferous Trilobites): Leningrad–Moskva. — [59]

Weller, J. M. (1936): Carboniferous Trilobite Genera. — Jour. Paleont., Vol. 10, No. 8, 704–714. Menasha. — [60] Weller, J. M. (1937): Evolutionary tendencies in American Carboniferous trilobites. — Jour. Paleont., Vol. 11, No. 4, 337–346, textfig. 1–4, Menasha. — [61] Weller, J. M. (1944): Permian Trilobite Genera. — Jour. Paleont., Vol. 18, No. 4, 320–327, tab. 49. Menasha. — [62] Whittington, H. B. (1954): Two silicified Carboniferous Trilobites from West Texas. — Smithsonian Misc. Collect., Vol. 122, No. 10, 1–16, tab. 1–3. Washington. — [63] Woodward, H. (1883–1884): A Monograph of the British Carboniferous Trilobites. — Palaeontogr. Soc., 1–86, tab. 10. London. — [64] Zelenka, L. (1927): Přehled geologických poměrů okolí Kropáč na Slovensku. — Věstník Stát. geol. úst., r. III, 1927. Praha.

BEDŘICH BOUČEK—ALOJZ PŘIBYL

REVISION DER TRILOBITEN AUS DEM SLOWAKISCHEN
OBERKARBON

(Taf. I—X)

EINLEITUNG

Bei Ochtiná unweit von Štítník (Slowakei) hat O. F u s á n (1956, S. 8) eine ergiebige neue Fundstelle von karbonischen Versteinerungen gefunden, die uns außer anderen Gruppen ungewöhnlich häufige Überreste und ziemlich gut erhaltene (sogar viele ganze) Exemplare von Trilobiten lieferte. Das führte uns dazu, diese mit den früher bekannten Trilobitenfunden aus der Umgebung von Dobšiná und dem Bükk Gebirge in Ungarn zu vergleichen. Den ersten Trilobiten aus Dobšiná (die Fauna entdeckte i. J. 1855 A. K i s s) beschrieb W. I l l é s (1902) und bestimmte ihn als *Griffithides dobsinensis*. Aus späteren Funden beschrieb F. F r e c h (1906) die Dobsinaer karbonische Fauna und führte außer *G. dobsinensis* I l l é s noch ein Pygidium an, das er als *Griffithides? cf minor* W o o d w. bestimmte. Unterdessen sammelte sich eine große Menge vom paläontologischen Material an (vorwiegend durch das Verdienst von P. R o z l o z s n i k und G. R a k u s z), das G. R a k u s z zu bearbeiten begann. Nach langjährigem sorgfältigem Studium gab R a k u s z i. J. 1932 seine große Monographie der oberkarbonischen Fauna aus der Umgebung von Dobšiná heraus, in der er aus dem Dobšinaer Karbon außer den bereits früher bekannten Funden *Griffithides dobsinensis* I l l é s und *G. (?) aff. minor* W o o d w. noch *Griffithides (?)* sp. und die neue Art *G. rozlozsniki* R a k. anführt. Aus dem von Graphitlagen sowie Sandsteinen und Konglomeraten begleiteten Dachschieferkomplex aus der westlichen Umgebung von Dobšiná (Fundstelle Hochofen) führt er ferner noch schlecht erhaltene (stark verdrückte) Exemplare an, die er als *G. rozlozsniki* R a k., *G. (?) aff. minor* W o o d w. und *Phillipsia* aff. *eichwaldi* F i s c h e r bestimmt.

Durch neue Sammlungen erhielten auch wir eine Reihe gut erhaltener Pygidien aus Birkeln NW von Dobšiná. Zuzufolge besonderen Entgegenkommens des Direktors des Ungarischen geologischen Institutes in Budapest Dr. J. F ü l l ö p, Prof.

Dr. Bogsch sowie Dr. K. Balógh und Dr. B. Jantský erhielten wir zum Vergleich und zur Revision nahezu alle Rakusz'schen Typen, Illés' Unikat von *Gr. (recte Cyrtoproetus) dobsinensis* und überdies noch Z. Schrétter's Material aus dem Bükk Gebirge in Ungarn, der von dort i. J. 1948 (Nagyvisnyó) Pygidien der Art „*Phillipsia eichwaldi* (Fischer) beschrieb. Allen hier Genannten sprechen wir für diese Hilfe unseren aufrichtigen Dank aus.

Dadurch wurde es uns ermöglicht nicht nur die Bearbeitung der neuen Fauna von Ochtiná und Dobšiná vorzunehmen, sondern auch eine vollständige Revision aller bisher bekannten slowakischen und ungarischen karbonischen Trilobiten durchzuführen. Durch die Revision ist es uns möglich geworden auch die taxonomischen Beziehungen der zitierten Arten, Gattungen, Unterfamilien und Familien zu präzisieren.

ERGEBNISSE DER REVISION

Gebiet von Dobšiná

a) Klassische litorale und neritische Ausbildung mit Ankerit- und Sideritlagerstätten (Rakusz'sche Zonen α — ζ):

Cyrtoproetus dobsinensis (Illés, 1902)

Cummingella sp., aff. *balladoolensis* Reed, 1942

Griffithides rozlozniki Rakusz, 1932

b) Dachschieferkomplex mit Sandstein- und Konglomerateinlagerungen aus der westlichen Umgebung von Dobšiná (Alter Hochofen):

Griffithides rozlozniki Rakusz

Paladin sp., aff. *eichwaldi* (Fischer, 1825) — 1 Exemplar.

(Sämtliche Stücke durch Druck stark deformiert)

Bem.: Die von G. Rakusz als *G. rozlozniki* bestimmten Exemplare weisen ziemlich breite Spindel und die gleiche Beschaffenheit der festen Wangen wie der Lektotypus auf. Dagegen ist das einzige Fragment von der zweiten Form dem *Palladin eichwaldi* nur annähernd ähnlich.

Die stratigraphische Zugehörigkeit der Schiefer von Hochofen bei Dobšiná ist noch nicht ganz klar (? Hangendschichten der erhaltenen Schichtenfolge von Dobšiná).

Gebiet von Ochtiná bei Štítník (Magnesitsteinbruch)

Die reiche Fauna wurde im J. 1955 zuerst von O. Fusán gesammelt. Sie kommt in einer Lage von dunklen Tonschiefern inmitten der aufgeschlossenen Magnesitlinse vor (O. Fusán, 1956, S. 8). Es wurden bestimmt zwei häufig vorkommende Arten:

Paladin eichwaldi (Fischer, 1825)

Phillipsia margaritifera Roemer, 1870 (besonders häufig, oft in ganzen und teilweise eingerollten Exemplaren).

SYSTEMATISCHER TEIL

Familie *PROETIDAE* (Hawle et Corda, 1847) Salter, 1864

Unterfamilie *PROETINAE* (Hawle et Corda, 1847) Salter, 1864

Diagnose: Glabella subquadratisch bis kegelförmig mit 1 bis 3 Paar Glabellarfurchen und einem weiteren Paar winziger Eindrücke. Rumpf größtenteils aus 10, selten aus 9 Gliedern bestehend. Pygidium verhältnismäßig breit, nicht allzulänglich, mit abgerundeten Rändern. Die Zahl der Ringe schwankt zwischen 4 bis 13 und Pygidialseitenrippen zwischen 3 bis 11.

Die bedeutende Unterfamilie *Proetinae* wurde in letzter Zeit von einer Reihe von Forschern untersucht, die ihre genaue taxionomische Begrenzung festlegten. Sie umfaßt den Großteil von Gattungen, deren Verzeichnis von einem von uns (A. Přibyl, 1946—1960) angeführt wurde. Neu fügen wir hier noch die Gattung *Cyrtoproetus* Reed, 1943 hinzu. Darnach regelten und ergänzten wir die bisher gültige Diagnose für die Unterfamilie in Bezug auf die Zahl der Pygidialringe und Rippen.

Verbreitung: Mittel-Ordovizium bis Oberkarbon (Westfal C). In allen Weltteilen.

Gattung *CYRTOPROETUS* Reed, 1943

1943 *Cyrtosymbole* (*Cyrtoproetus*) Reed, The Genera of British Carboniferous Trilobites, S. 63—64 (Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 11, vol. X).

1959 *Cyrtoproetus* R. & E. Richt., Treatise on Invert. Paleont., Pt. O, Arthropoda, 1, S. 413; Fig. 318, 1 a—b.

Genotypus: *Phillipsia cracoensis* Reed, 1899. Unterkarbon, Pedleside, Limestone, Cracoe, Yorkshire, England.

Die Diagnose dieser Gattung wurde ausführlich von F. R. C. Reed (1943, S. 63) gegeben, der diese Gattung nach *Phillipsia* (recte *Cyrtoproetus*) *cracoensis* Reed, 1899 gründete.

Kurzgefaßte und ergänzte Diagnose der Gattung: Kopf helbkreis- bis halbellipsenförmig; Glabella kegelförmig, vorne gerundet, bis zum vorderen Kopfsaum reichend. Auf der Oberfläche der Glabella befinden sich drei Paar ausgeprägte Glabellarseitenfurchen und über dem dritten Paar noch ein weiteres Paar winziger Eindrücke. Das basale Furchenpaar ist am markantesten. Der Praefrontalraum fehlt. Festwangen klein, schmal. Augen groß, halbmondförmig. Die Freiwangen sind subtrigonal, meist ohne Wangenstachel. Die Wangen laufen mitunter nicht in weitere Wagenstacheln aus. Eine tiefe Furche teilt den Nackenring von der Glabella ab. Auf dem Nackenring ist stets ein Paar Seitenlappen gebildet, die vom Mittelteil des Nackenringes durch ausgeprägte Furchen abgeteilt sind. In der Mitte des Nackenringes befindet sich in der Regel das Nackenknötchen. Der Rumpf ist aus 9—10 Gliedern gebildet; die Spindel ist ziemlich breit und gevölbt. Sie nimmt etwa $\frac{1}{3}$ bis $\frac{2}{5}$ der Gesamtkörperlänge ein. Die Pleuren sind gefurcht,

ungefähr in der Mitte ihrer Länge einigermaßen knieförmig zurückgebogen. Ihre Enden sind abgerundet. Die Furchen reichen nur bis zur halben Rippenlänge. Das Pygidium ist halbkreisförmig, ohne kenntlichen Saum. Die Achse ist gewölbt, gerundet, aus 8 bis 13 Segmenten zusammengesetzt. In der Regel befinden sich auf ihr zwei bis vier Tuberkeln; ausgeprägt sind die einzelnen Glieder trennenden Furchen, welche in der Achsenmitte kantig gebrochen werden. An den Seitenlappen des Pygidiums sind 7—11 Pygidialrippen, mitunter auch weniger (6), in deren Mitte sich eine Längsfurche befindet, die sich auf ihrem Ende charakteristisch zweigt. Das Hypostom ist proetidenhaft. Die Panzeroberfläche ist größtenteils fein granuliert.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Gattung *Cyrtoproetus* Reed, 1943 wurde von F. C. R. Reed als eine Untergattung von *Cyrtosymbole* Richter betrachtet. Diese Auffassung Reed's ist heute weiterhin nicht zu halten, denn die Gattung *Cyrtoproetus* Reed unterscheidet sich in markanter Weise von *Cyrtosymbole* wie auch von weiteren verwandten Gattungen, vor allem durch ein längeres Pygidium und durch die Gabelung der Furchen auf den Pygidialrippen, durch eine größere Zahl von Rumpfgliedern (9—10) und durch einen breiteren Kopf. Die Glabella der Gattung *Cyrtoproetus* weist eher eine subquadratische vorne gerundete Form auf und reicht stets bis zum vorderen Kopfsaum. Markant ist auch der Nackenring gestaltet. Hingegen haben *Cyrtosymbole* Richter, 1919 und die übrigen verwandten Gattungen (*Cystispina* R. et E. Richter, 1939, *Typhloproetus* Richter, 1913, *Drevermannia* Richter, 1909 u. w.) bloß acht oder neun Rumpfglieder, die Glabellen wie auch die Köpfe sind mehr länglich und bei der Mehrzahl von ihnen kennen wir einen ausgeprägten Praefrontalraum. Die Pygidien dieser Gattungen sind gewöhnlich kürzer und haben weniger Achsenglieder. Von Vertretern der Gattung *Phillipsia* Portlock, 1843 unterscheidet sich *Cyrtoproetus* Reed vor allem durch eine größere Zahl von Rumpfgliedern (9—10), einen breiteren Kopf, den geteilten Nackenring und durch ein kürzeres Pygidium.

Nach den obenangeführten Gattungsmerkmalen erkennt man *Cyrtoproetus* auch von den übrigen weit verwandten Gattungen der Unterfamilie. Demgegenüber haben zwar Vertreter der Unterfamilie *Dechenellinae* Pribyl, 1946 (*Dechenella* Kayser, 1880, *Schizoproetus* Richter, 1912 u. w.) Pygidien mit einer größeren Zahl von Pygidialgliedern (12—20), aber durch die Form des Kopfes und der Rumpfruppen unterscheiden sie sich klar von der Gattung *Cyrtoproetus*.

Vorkommen: Die Gattung *Cyrtoproetus* war bisher aus Unter- und Oberkarbonablagerungen Englands, der Sowjet-Union, Turkestans, der Kirgisensteppe und Australiens (Victoria) bekannt. Hierzu kommt *C. dobsinensis* (Illés)¹ aus

¹ Ursprünglich unter der Gattungsbezeichnung *Griffithides* (W. Illés — 1902, F. Frech — 1906 und G. Rakusz — 1932) beschrieben und angeführt.

den slowakischen Westkarpaten. Sie stammt aus den Schichten des Westfal B-Alters (und vermutlich auch aus der Basis von Westfal C) und stellt somit den jüngsten bekannten Vertreter der Gattung dar.

Arten: Außer dem Genotypus der Art *C. cracoensis* (Reed, 1899), gehören hierher noch die Arten *C. dobsinensis* (Illés, 1902), *C. sargaensis* (Weber, 1937), *C. morganensis* (Mitchell, 1918), *C. antonovi* (Weber, 1937), *C. librovitchi* (Weber, 1937), *C. sweeti* (Etheridge, 1894) u. a. — Offenbar gehören hierher auch *C. pilla* (Weber, 1937), *C. breviceps* (Mitchell, 1918), *C. dubius* (Etheridge, 1872) u. a.

Cyrtoproetus dobsinensis (Illés, 1902)

(Tafel I, Fig. 3–4)

1902 *Griffithides dobsinensis* Illés, Die erste in Ungarn gefundene Trilobite, Föld. Közl., XXXII, S. 410–411, Textfig. a–b auf S. 352 und 409.

1906 *Griffithides dobsinensis* Frech, Das marine Karbon in Ungarn, S. 26, 129, Taf. I, Fig. 1a–1b.

1932 *Griffithides dobsinensis* Rakusz, Die oberkarbon. Fossilien von Dobsina etc., S. 120–121, Taf. VI, Fig. 22a–b.

Locus typicus et stratum typicum: Dobšiná, Turistenweg nach Brezinky (Birkeln), Slowakei (ČSR); Dobšináer Schichten, Rakusz'scher Horizont γ (mit *Trigonogastrioceras nopcsai*). Oberkarbon (Westfal B).

Holotypus: Auf Grund von Eindeutigkeit ein von V. Illés (1902) auf dem Textbild abgebildetes Exemplar. Dieses Exemplar wurde dann von F. Frech (1906) und G. Rakusz (1932) neu abgebildet. (Hier — Taf. I, Fig. 3–4).

Diagnose: Kopfschild nicht erhalten². Rumpf aus 9 Gliedern bestehend, mit ausgeprägt gewölbter Spindel, die etwa $\frac{2}{5}$ der Gesamtkörperbreite einnimmt. Rippen bis zur halben Länge gefurcht, hierauf etwas knieförmig zurückgebogen; ihre Enden sind gerundet. Pygidium halb kreisförmig, aus 10 Gliedern und 7 Pygidialrippen zusammengesetzt. Sein Länge-Breite-Verhältnis beträgt 7 : 5. Spindel gewölbt, nach hinten sich allmählich verjüngend, auf ihrer Mitte trägt sie ein Paar Tuberkel auf den Stellen, wo jede Furche zwischen den einzelnen Achsengliedern gebrochen wird. Rippen an den Seitenlappen des Pygidiums längsgefurcht; die Furchen sind an ihren Enden ausgeprägt gegabelt. Saum nicht entwickelt, obwohl die Rippen nicht bis zum Rand des Pygidium reichen. Zwischen den Rippenenden und dem Rand des Pygidiums ist eine mäßig konkave Fläche kenntlich. Ebenso reicht die Spindelachse nicht bis zum Rand des Pygidiums. An der Stelle, wo sich die Pygidialrippen zu gabeln beginnen, erscheint auf der Oberfläche der Rippen ein kleines, aber ausgeprägtes Tuberkel.

² V. Illés (1902, S. 410) beschreibt zum Teil auch die Glabella, die jedoch auf dem Holotypus, den wir studieren konnten, nicht erhalten ist. Auf Grund der ursprünglichen Abbildung ist zu schließen, daß das Exemplar heute geringfügig beschädigt ist und daß vermutlich ein kleiner Randteil, auf dem ein Teil des Kopfes erhalten war, abgesprungen ist.

Ausmaße des Holotypus: der Rumpf ist 5,9 mm lang und etwa 6,5 mm breit (schätzungsweise gemessen). Das Pygidium ist ebenso 6,0 mm breit (schätzungsweise gemessen) und 4,0 mm lang. Die Spindel erreicht an ihrer breitesten Stelle eine Breite von 2,2–2,3 mm und ist 3,5 mm lang. Die Länge des Rumpfes und des Pygidiums beträgt nicht ganz 10 mm.

Beziehungen und Bemerkungen: Zu unserem Studium steht uns lediglich der Illés'sche Holotypus zur Verfügung, den wir hier auf Taf. I, Fig 3–4 neu abbilden. G. Rakusz (1932) bemerkt, er hätte noch zwei weitere Pygidien von dieser Art gehabt, die aus der Grube Michaeli stammten, d. i. aus dem Horizont ζ der Schichten von Dobšina, offenbar aus dem Westfal C (Basis). *Cyrtoproetus dobsinensis* unterscheidet sich von den übrigen Arten dieser Gattung in der Hauptsache durch die proetidenhafte Form des Pygidiums und durch die kurzen Pygidialrippen, sowie durch deren Form und Zahl. Beim Großteil der Vertreter von *Cyrtoproetus* reichen die Pygidialrippen bis zum Außenrand des Pygidiums (z. B. bei *C. cracoensis*, *C. sweeti*, *C. ? breviceps* u. a.). *C. dobsinensis* weist zu einigen russischen und australischen Arten (wie *C. sargaensis*, *C. antonovi* u. a.) gewisse Beziehungen auf, unterscheidet sich jedoch auch von ihnen in klarer Weise.

Vorkommen: Die Art *C. dobsinensis* (Illés, 1902) wurde bisher nur im Karbon von Dobšina vorgefunden, wo sie auf zwei Fundorten bei Dobšina festgestellt wurde. Der erste befindet sich laut Angaben von Rakusz (1932, S. 121) neben dem nach Brezinky (Birkeln) führenden Weg, d. i. nordwestlich der Stadt und der zweite Fundort ist die Grube Michaeli, nordöstlich der Stadt. — Oberkarbon, Dobšinaer (Dobschinaer) Schichten, Westfal B und möglicherweise auch auf der Basis von Westfal C. Der Holotypus stammt aus Lagen dunkelgrauer bis schwarzer detritischer Crinoiden-Kalke im Rakusz'schen Horizont γ (Horizont mit *Trigonogastrioceras nopcsai*). Rakusz bemerkt, er habe zwei Pygidien dieser Art noch im jüngeren Horizont der oberkarbonischen Schichten (aus Michaeli-Grube) gefunden, d. i. im bereits zum Westfal C gehörenden Sand-schiefer. Dieses Rakusz'sche Material stand uns leider nicht zur Verfügung, so daß wir uns zur artmäßigen Zugehörigkeit dieser beiden Rakusz'schen Exemplare nicht zu äußern vermögen.

Unterfamilie PHILLIPSIINAE (Oehlert, 1886) emend. Přibyl, 1946

Vertreter der Unterfamilie *Phillipsiinae* (Oehlert, 1886) zeichnen sich durch eine charakteristische Anordnung des Kopfes, des Rumpfes und des Pygidiums aus. Ihre Glabellarstirnklappen sind größtenteils erweitert und die Glabella zeichnet sich durch ein bis drei Paar Glabellarseitenfurchen aus; selten erscheint auch ein viertes Glabellarfurchenpaar. Praefrontalräume fehlen größtenteils oder sie sind wenig kenntlich. Der Rumpf ist stets aus 9 Rumpfgliedern zusammengesetzt.

Die Pygidien sind groß, halbkreisförmig bis länglich gedehnt, des öfteren mit einem gut kenntlichen Randsaum versehen; die Zahl der Pygidialringe schwankt zwischen 12 bis 23 und die Zahl der Pygidialseitenrippen zwischen 9—17.

Mit der Charakteristik dieser Unterfamilie befaßten sich in letzter Zeit einige unserer wie auch ausländischer Paläontologen (z. B. A. P ř i b y l, 1946, 1951, 1955, 1957; P. H u p é, 1953 u. a.). P. H u p é (1953, S. 207—208) betrachtete *Phillipsiinae* als selbständige Familie, die er in einige weitere Unterfamilien teilte (*Phillipsiinae*, *Griffithidinae*, *Ditomopygidinae* u. a.), deren Berechtigung fraglich erscheint. Wir billigen daher die von dem einen von uns (A. P ř i b y l, 1957) bereits früher zum Ausdruck gebrachte Auffassung, daß diese von H u p é neu geschaffenen systematischen Einheiten nur künstlich aufgestellte Gruppen innerhalb der Unterfamilie *Phillipsiinae* darstellen, ohne eine größere taxonomische Berechtigung.

Desgleichen kann man *Phillipsiinae* nicht als selbständige Familie gelten lassen, für die sie P. H u p é (1953) und vor ihm M. D. O e h l e r t (1886) hielten, da zwischen dieser bedeutsamen Unterfamilie und der typischen Unterfamilie *Proetinae* (H a w l e et C o r d a, 1847) Salter klare Uebergänge und offenbar auch nahe verwandschaftliche Beziehungen bestehen, die aus einer Reihe gemeinsamer Merkmale ersichtlich sind (z. B. gleicher Bau des Kopfes und der Glabella, die häufig übereinstimmende Form und Zahl von Rumpfgliedern u. a.) Vom fylogenetischen Standpunkt ist es klar, daß sich die Vertreter der Unterfamilie *Phillipsiinae*, vor allem die typische Gattung *Phillipsia* P o r t l o c k, 1843, aus Formen entwickelten, die Vertretern der Unterfamilie *Proetinae* nahe stehen.

V o r k o m m e n : Unterkarbon bis Perm; Europa (Sowjet-Union — Krim, Ural), Nordamerika, Australien und Asien (Sibirien, Indien, China). Aus dem tschechoslowakischen Oberkarbon kennen wir jetzt einige Gattungen der Unterfamilie *Phillipsiinae*, vor allem *Phillipsia*, *Paladin*, *Cummingella* und vermutlich auch *Griffithides* (siehe Namur des Ostrau-Karwiner Steinkohlengebietes und des oochtiner Gebietes sowie Westfal aus dem slowakischen Oberkarbon).

Gattung *PHILLIPSIA* Portlock, 1843, emend. Stubblefield, 1952.

Genolektotypus: *Phillipsia kellyi* Portlock, 1843 (non *Asaphus gemmuliferus* Phillips, 1836), laut Auswahl und Bezeichnung von A. Vogdes, 1890. (Siehe C. J. Stubblefield, 1952, S. 154).

Die Gattung *Phillipsia* wurde im Jahre 1843 von J. E. Portlock gegründet, der unter dieser Gattungsbezeichnung vier selbständige Arten beschrieb. Der Genotypus der Gattung *Phillipsia* wurde damals von Portlock nicht bestimmt. Außer J. M. Weller (1936), der eine genaue Begrenzung dieser Gattung gab und gleichzeitig ihre genaue Diagnose feststellte, befaßten sich mit

dieser Gattung noch weitere Forscher. Vor allem war es Stubblefield (1952), welcher auf Grund der Untersuchung Portlock'scher Originaltypen die Zugehörigkeit der erwähnten vier Portlock-Arten nachwies (z. B. der Gattung *Phillipsia* und *Cummingella*) und gleichzeitig die frühere unrichtige Auffassung Woodwards und seiner Nachfolger widerlegte, daß die Art *Ph. kellyi* Portlock, 1843 ein Synonym der älteren Art *Ph. gemmulifera* (Phillips, 1836) sei. Deshalb empfahl er im Jahre 1952 der Internationalen Kommission für zoologische Nomenklatur als Genolektotypus der Gattung *Phillipsia* die Art *Ph. kellyi* Portl. zu bezeichnen und nicht *Ph. gemmulifera* (Phill.), welche beiden Arten häufig miteinander verwechselt wurden. Da *Ph. kellyi* Portl. bereits früher von A. Vogdes (1890) als Genolektotypus der Art ausgewählt und bezeichnet wurde, ist Stubblefield's Vorschlag von der Kommission genehmigt worden. Da *Phillipsia* einen typischen Vertreter der Unterfamilie *Phillipsiinae* darstellt, führen wir der Vollständigkeit halber ihre Diagnose an:

Kopf halbkreisförmig bis mäßig parabolisch, mit einem ausgeprägten, in der Regel flachen Randsaum. Glabella vorne nicht breit, wie bei der Mehrzahl von Arten der Unterfamilie *Phillipsiinae*, sondern leicht kegelförmig und ihre Außen-seiten sind nahezu gerade, mit dem gerundeten Stirnlappen mäßig zusammenlaufend; nur am basalen Rand ist sie einigermaßen ausgebreitet. Auf der Glabella sind zwei bis drei Paar (selten vier) gut kenntlicher Glabellarseitenfurchen entwickelt, wovon das basale Paar am meisten eingeschnitten ist. Diese Furchen trennen drei Paar Glabellarseitenlappen. Augen verhältnismäßig groß, von holochroalem Typus. Der Rumpf von proetidenhaftem Typus besteht aus neun Rumpfgliedern, die am Ende mäßig zugespitzt bis stumpf sind. Pygidium groß, länglich, aus einer größeren Zahl von Schwanzgliedern zusammengesetzt (12 bis 18). Hypostome von phillipsiiner Form.

Durch die angeführten Merkmale unterscheidet sich *Phillipsia* Portl. deutlich von allen verwandten Gattungen, z. B. von *Griffithides*, *Pseudophillipsia*, *Paraphillipsia*, *Metaphillipsia* u. a. — Die in die Gattung *Phillipsia* gestellten Arten werden heute in drei Gruppen gegliedert: in die Gruppe *P. kazanensis*, *P. laticaudata* und *P. gemmulifera*. Die ersten zwei Gruppen begrenzte V. N. Weber (1937), die dritte bestimmen wir zu typischen Vertretern dieser Gattung. *Phillipsia* hat eine nahezu kosmopolitische Verbreitung, denn sie wurde in Karbonablagerungen Europas, Nordamerikas, Asiens und auch Australiens festgestellt. Nun ist es uns gelungen, sie auch im slowakischen Oberkarbon zu finden, wo sie durch einen bedeutsamen Repräsentanten der Gruppe der Art *Ph. gemmulifera* vertreten ist.

Gruppe der Art *Phillipsia gemmulifera* (Phillips, 1836)

Diese von uns neu aufgestellte Gruppe wird von Vertretern mit ausgeprägt granulierter Körperoberfläche und kreisförmigen bis parabolischen Schwanzschildern (Pygidien) charakterisiert. Die kegelförmig gedehnten Glabellen haben ein kräftig eingeschnittenes Paar basaler Glabellarseitenfurchen und tragen gewöhnlich 2–3, selten 4 Paar Glabellarseitenfurchen, einschließlich des basalen Paares.

Nach diesen Merkmalen erkennt man die Gruppe der Art *Ph. gemmulifera* von der weiteren verwandten Gruppe der Art *Ph. kazanensis*, die Weber im J. 1937 gründete (Seite 35 und folgende, ferner S. 123). Ebenso unterscheidet sie sich von der weiteren Gruppe der Art *Ph. laticaudata* Woodw. durch ihre länglichen granulierten Pygidien und durch die gedehnt kegelförmigen Glabellen. Die Gruppe der Art *Ph. laticaudata* hat Glabellen von einer gestreckt subquadratischen Form und kurz halbkreisförmige Pygidien.

Arten: In diese neue Gruppe stellen wir vorläufig die Arten *Phillipsia gemmulifera* (Phillips, 1836), *Ph. truncatula* (Phillips, 1836) und deren Subspezies (*pustulata*, *glabra*, *granilimbata*), *Ph. altaica* Weber, 1937, *Ph. margaritifera* Roemer, 1870, *Ph. konincki* Weber, 1937, *Ph. scabra* Woodward, 1884, *Ph. collinsi* Mitchell, 1918 u. a.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: Unter- und Oberkarbon; Europa (Britische Inseln, Deutschland, Tschechoslowakei, UdSSSR), Asien (Sibirien u. a.), Australien u. a.

Phillipsia margaritifera Roemer, 1870

(Taf. II, Fig. 1–5; Taf. III, Fig. 1–2; Taf. IV, Fig. 1; Taf. V, Fig. 1–2; Taf. VIII, Fig. 1B; Taf. VIII, Fig. 1B)

1870 *Phillipsia margaritifera* F. Roemer, Geologie von Oberschlesien, S. 79, Taf. 8, Fig. 24–25.

1935 *Phillipsia margaritifera* Schwarzbach, Trilobiten als Leitversteinerungen im Oberkarbon Oberschlesiens, S. 93, 95, Fig. 2 (rechts oben).

1936 *Phillipsia margaritifera* Schwarzbach, Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens, S. 435, Taf. 27, Fig. 6–9 u. 10a–c.

? 1936 *Phillipsia margaritifera* var. *conferta* Schwarzbach, Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens, S. 436, Taf. 28, Fig. 11 a–c, 12.

1951 *Metaphillipsia margaritifera* Píibyl, O moravskoslezských karbonických trilobitech, S. 17.

Locus typicus et stratum typicum: Rosdzin, Polen; Porubaer Schichten, 12 m unter dem Flöz Pochhammer (= Prokop), mariner Gaebler-Horizont; Ostrauer Schichtengruppe, Namur A (Oberkarbon).

Holotypus: Ein von F. Roemer (1870) auf Tafel 8, Fig. 24–25 abgebildetes Exemplar = ? Fig. 7 auf Taf. 27 von Schwarzbach, 1936 angeführt.

Material: Eine größere Menge von Köpfen, Kranidien wie auch Pygidien und fast ganze Exemplare.

Eine ausführliche Beschreibung dieser Art wurde von F. Roemer (1870, S. 79—80) und später von M. Schwarzbach (1936, S. 435—6) angeführt, auf die wir deshalb verweisen. F. Roemer gründete seine Art *Ph. margaritifera* auf Grund zweier unvollständiger gerollter Exemplare, die aus dem polnischen Teil des Oberschlesischen Beckens aus den höchsten Lagen der Porubaer Schichten stammten (vermutlich aus dem etwa 12 m unter dem Pochhammer [=Prokop]-Flöz liegenden Gaebler'schen marinen Horizont). Da die Typen Roemer's unvollkommen erhaltene Pygidien haben, gab später M. Schwarzbach (1936) eine genaue Beschreibung weiterer, gut erhaltener Pygidien, die er gleichfalls aus den höchsten Lagen der Porubaer Schichten, d. i. aus dem Gaebler'schen und dem oberen Roemer'schen marinen Horizont gewann. Gleichzeitig führte er Abbildungen einiger Kranidien, Pygidien und Freiwangen an.

Slowakische zu dieser Art von uns zugeordnete Exemplare stimmen mit polnischen Exemplaren nahezu in allen Merkmalen überein, so daß kein Zweifel besteht, daß sie zu dieser bedeutsamen oberkarbonischen (Namur-) Art gehören. Der Übersicht halber geben wir hier eine ausführliche Beschreibung der von uns gefundenen slowakischen Exemplare:

Unter dem von uns bei Ochtiná in der Südslowakei gefundenen Material überwiegen Pygidien und Rumpfteile. Weniger häufig kommen Kranidien, ganze Köpfe oder gar ganze Exemplare vor. Überdies haben wir noch einige Reste von Freiwangen.

Der Kopf dieser Art war halbkreisförmig bis mäßig parabolisch mit einem ausgeprägten Kopfrandsaum. Die Wangen fallen aber steil in die Seiten ab. Die Glabella ist leicht kegelförmig und hat einen gedehnten und abgerundeten Glabellarstirnappen. Im unteren Teil ist sie verbreitet, wobei das basale Paar der kräftig eingeschnittenen Glabellarseitenfurchen die basalen Glabellarlappen von dem übrigen Teil der Glabella nahezu abtrennt. Ein kurzes weiteres Paar Glabellarfurchen ist schräg nach unten gerichtet, es entspringt ungefähr aus der unteren Hälfte des Glabellarrandes. Die Glabella ist eben an diesen Stellen eingeschnürt. Auf ihrer Oberfläche sind verhältnismäßig, große Körnchen, die in Richtung zum Glabellarstirnappen etwas kleiner und dichter werden. Auf 2 mm Länge entfallen drei Körnchen (an der Basis und in der Mitte der Glabella), am Vorderrand des Glabellarlappens in der Regel vier, selten auch fünf Körnchen. Die Augen sind halbmondförmig, holochroal, dicht zur Glabella gedrückt und nehmen den Großteil der Festwangen ein. Die Festwangen sind klein und schmal. Die Freiwangen pflegen gedehnt dreieckförmig zu sein und werden durch einen kurzen, spitzen Wangenstachel abgeschlossen. Der vordere Zweig der Wangennaht verläuft (ähnlich wie bei der Mehrzahl der Arten der Gattung *Phillipsia*) vom Auge schräg nach vorne und am vorderen Kopfrand biegt er ein. Der hintere Zweig der Wangennaht läuft vom Auge plötzlich schräg nach unten ab. Auch die

Oberfläche der Augenwalle, sowie auch der Freiwangen ist mit der erwähnten groben Granulierung bedeckt. Der vordere Kopfrand ist sehr schmal, am meisten vor der Glabella, welche direkt bis zum vorderen Randsaum reicht, ohne einen kenntlichen Praefrontalraum und mitunter überstülpt sie ihn mäßig. Vom vorderen Kopfrand ist die Glabella nur durch die vordere Randfurche abgeteilt. Der Nackenring ist von der Glabella durch eine tiefe Nackenfurche abgeteilt, er ist häufig erheblich verbreitet und verjüngt sich allmählich nach den Seiten. Das mittlere Nackenknötchen anscheinend entwickelt. Die Oberfläche des Nackenringes ist mit feinen Körnchen bedeckt. Die Hintersaumfurche ist gut kenntlich und trennt den Hintersaum vom inneren Kopfteil. Der Hintersaum ist verhältnismäßig schmal.

Der Rumpf ist aus neun Gliedern zusammengesetzt. Die Achsenspindel nimmt in der Regel etwa $\frac{2}{5}$ der Gesamtbreite des ganzen Rumpfes ein. Die Rumpfrippen sind proetidenhaft, langsfurcht und ungefähr in ihrer halben Länge sind sie knieförmig zurückgebogen und an ihren Enden stumpf-spitzig. Die Oberfläche der Rumpfringe und auch der Pleuren ist mit nebeneinander gereihten Körnchen bedeckt; auf den Rumpfringen sind 6—7 größere und einige kleinere Körnchen zu beobachten.

Das Pygidium weist eine halbkreisförmige bis parabolische Form auch ohne einen ausgeprägten Randsaum. Die Pygidialspindel nimmt gewöhnlich $\frac{1}{3}$ der Pygidiumbreite ein, mitunter etwas mehr. Nach hinten verjüngt sich die Spindel allmählich und reicht mit ihrem Ende nicht unmittelbar bis an den Pygidiumrand. Sie besteht aus 12—15 Achsengliedern. Auf den Pygidialseitenlappen befinden sich meist 13 Pygidialrippen. Die Pygidiallänge schwankt zwischen 8—10 mm und die Breite zwischen 8—12 mm. Auf der Achsenspindel befinden sich in der Regel 6 Körnchen, selten fünf. Auf die Pygidialseitenlappen entfallen 5—7, deren Zahl sich nach hinten verringert.

Das Hypostom ist nicht bekannt.

Ausmasse:	Kopf:	Länge 6,6—10,0 mm; Breite 8,0—10,0 mm.
	Glabella:	Länge 5,8—7,0 mm; Breite 4,5—6,0 mm (an den Basallappen).
	Zahl der Furchen auf der Glabella	2.
	Rumpf:	Zahl der Rumpfsegmente 9,
		Rumpflänge 6,0— 6,5 mm
		Rumpfbreite 9,5—12,0 mm
		Breite der Rumpfachse 4,5— 5,0 mm
	Pygidium:	Länge 8—10 mm,
		Breite 8—12 mm,
		Rippenzahl 13, selten 12,
		Zahl der Achsenglieder 12—15,
		Breite der Pygidialspindel 3,0—4,8 mm.
		Länge der ganzen Exemplare 19 und mehr mm,
		Breite der ganzen Exemplare 9,5—10 mm, fallweise auch mehr.

Beziehungen und Bemerkungen: *Phillipsia margaritifera* Roemer, 1870 unterscheidet sich von der nahe verwandten Art *Phillipsia gemmulifera* (Phillips, 1836) hauptsächlich durch eine andere Glabellenform, die an ihrem unteren Rand einigermassen breiter ist und nur zwei ausgeprägte Glabellarseitenfurchenpaare hat, durch eine etwas anders geartete Oberflächenverzierung (größere Körnchen), durch schmalere Freiwangen und durch kurze Wangenstacheln. Die Pygidien beider erwähneter Arten weisen nur geringfügige Unterschiede auf, so daß man sie, falls man sie einzeln finden würde, gegenseitig verwechseln könnte. An diesen Merkmalen erkennt man *Ph. margaritifera* Roem. auch von weiteren verwandten und entfernt ähnlichen Arten *Ph. truncatula* Phillips, 1836 und *Ph. glabra* Woodward, 1884. Die letztgenannte Art hat zwar (ähnlich wie *Ph. margaritifera*) kurze Wangenstacheln, aber die Glabella und ihre Oberflächenverzierung ist etwas unterschiedlich. Ebenso hat das Pygidium von *Ph. glabra* Woodw. einen ausgeprägten Randsaum, welcher bei *Ph. margaritifera* fehlt.

Ob Schwarzbach's Subspezies *Ph. margaritifera conferta* eine selbständige Berechtigung hat, ist ohne eingehende Untersuchung der Originaltypen beider Subspezies nicht zu entscheiden. Mit größter Wahrscheinlichkeit stellt sie bloß eine extreme Form im Rahmen der Artvaribilität von *Ph. margaritifera* dar, die keine selbständige Artberechtigung hat.

Eine andere sehr ähnliche Art ist *Ph. collinsi* Mitchell, 1918, aus dem australischen Karbon stammend.³ Von *Ph. margaritifera* Roem. unterscheidet sie sich durch einen schmäleren basalen Glabellarteil und durch eine größere Zahl von Glabellarseitenfurchen (3+1), wogegen *Ph. margaritifera* nur 2 ausgeprägte Glabellarfurchen hat. In den übrigen Merkmalen stimmen beide Formen im Großen und Ganzen überein.

Aus dem sowjetischen (kirgisischen, Ural- u. a.) Unterkarbon beschrieb V. N. Weber (1937) eine größere Anzahl neuer Arten und Subspezies, die in die Gruppe von *Phillipsia gemmulifera* (Phil.) gehören. Es sind *Phillipsia trunculata pustulata* Koninck, 1844, *Ph. trunculata glabra* Weber, 1937, *Ph. trunculata granilimbata* Weber, 1937, *Ph. altaica* Weber, 1937, *Ph. konincki* Weber, 1937 u. a. Die darunter befindliche Art *Ph. konincki* Weber, 1937 (nouv. nom.) wurde von V. N. Weber (1937) für ein Exemplar gehalten, das L. Koninck (1844) unrichtig zur Art *Ph. gemmulifera* (non *Ph. gemmulifera* Phillips, 1836) reihte. Diese Weber's Art steht zu *Ph. margaritifera* Roemer, 1870, sehr nahe und unterscheidet sich von ihr

³ Da J. Mitchell (1918) einen Holotypus seiner Art *Ph. collinsi* Mitch. nicht bezeichnete, wählen wir hier einen Lektotypus aus seinen Originalsyntypen, um die Art in nomenklatorischer Hinsicht auf eine feste Grundlage zu stellen und als Lektotypus bezeichnen wir hier ein von Mitchell (1918) auf Taf. XLVI, Fig. 1-2 abgebildetes Pygidium.

in einigen wenigen Merkmalen. Eine andere mit *Ph. margaritifera* auffallend ähnliche Art ist *Ph. altaica* Weber, 1937, die den gleichen Bau und die gleiche Oberflächenverzierung des Kopfes und der Glabella aufweist, jedoch eine größere Zahl von Glabellarseitenfurchen (3) und andere kleinere Abweichungen hat. *Ph. konincki* und *Ph. altaica* wurden im Kirgisischen Unterkarbon (Tournaisien) gefunden.

Die slowakischen Exemplare von Ochtiná stimmen in den Ausmassen und nahezu in allen Merkmalen mit den typischen oberschlesischen (namurischen) Exemplaren dieser Art (*Ph. margaritifera*) überein, so wie sie von Roemer (1870) und Schwarzbach (1936, S. 435–6) beschrieben wurden. Der einzige Unterschied zwischen den oberschlesischen und slowakischen Exemplaren besteht in der einigermaßen unterschiedlichen Rippenzahl auf dem Pygidium. Polnische (oberschlesische) Formen haben 10–11⁴ an den Pygidialseitenlappen, slowakische Formen hingegen haben 12–13 Rippen. In den übrigen Merkmalen besteht zwischen den polnischen und slowakischen Formen volle Übereinstimmung.

J. Jarosz (1909 und 1913) beschrieb zwei Pygidien, die er zur Art *Ph. gemmulifera* Phill., reihte, sogar aus dem höchsten polnischen Unterkarbon (Viséen). Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Pygidien der Art *Ph. margaritifera* Roem. angehören, da sie mit unseren slowakischen Exemplaren übereinstimmen. Eine endgültige Entscheidung kann aber erst getroffen werden, bis Köpfe polnischer (Viséen) Formen gefunden werden.

Im Jahre 1951 reihte der eine von uns (A. Přibyl) die Art *margaritifera* Roem. zur Gattung *Metaphillipsia*. Obwohl die Art *Ph. margaritifera* Roem. durch ihre Oberflächenskulptur und die Form der Pygidien auffallend an einige typische Vertreter der Gattung *Metaphillipsia* Reed, 1943 erinnert, vor allem an den Genotypus dieser Gattung, an die Art *M. seminifera* (Phillips, 1936), kann man sie nicht in diese Gattung einordnen, da sie sich durch die Kopfform von metaphillipsidischen Formen erheblich unterscheidet. *Ph. margaritifera* Roem. ist eine typische Angehörige von *Phillipsia* Portlock, 1843, emend. Weller, 1936.

Vorkommen: Bisher wurde diese Art in obersten marinen Bändern von Namur A im Gaebler'schen und Roemer'schen Horizont des polnischen Teiles von Oberschlesischen Steinkohlenbecken gefunden. Im Ostrau-Karwinaer Revier wurde sie einstweilen nicht festgestellt. Nun wurde sie auch im slowakischen Oberkarbon festgestellt, und zwar in der sog. Magnesitserie in einem unweit

⁴ Diese geringe Zahl von Pygidialrippen (10–11) wurde lediglich auf Grund einer kleinen Anzahl gefundener Exemplare bestimmt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in Zukunft, bis eine größere Zahl von Exemplaren aus dem Oberschlesischen Becken gefunden und untersucht werden kann, bei ihnen eine größere Rippenzahl am Pygidium nachgewiesen wird, ähnlich wie bei slowakischen Formen.

von Ochtiná gelegenen Steinbruch, wo sie sehr häufig vorkommt. Zusammen mit dieser Art fanden wir folgende Faunenassoziation: *Paladin eichwaldi* (Fisch.), *Bellerophon (Euphemus) urei* Flem., *Chonetes carbonarius* Kays., *Schizophora resupinata* (Mart.) u. a. (Namur B—C).

Gattung GRIFFITHIDES Portlock, 1843

Genolektotypus: *Griffithides longiceps* Portlock, 1843, laut Auswahl und Bezeichnung von A. V. Vogdes (1890), Karbon, Lower Carboniferous Limestone; Tyron, Irland. [Nicht *Griffithides globiceps* (Phillips, 1836), wie V. N. Weber, 1937, Seite 66 annahm.]

Die Gattung *Griffithides* wurde im Jahre 1843 von J. E. Portlock geschaffen, der ursprünglich unter dieser Gattungsbezeichnung vier selbständige Arten beschrieb: *Griffithides longiceps* Portlock, 1843, *Gr. globiceps* (Phillips, 1836), *Gr. platyceps* Portlock, 1843 und *Gr. longispinus* Portlock, 1843; Portlock bezeichnete damals nicht den Genotypus seiner Gattung. Diesen wählte erst später A. V. Vogdes (1890), der die Art *Gr. longiceps* Portl. als Genolektotypus der Gattung *Griffithides* bestimmte.

Mit dieser bedeutenden Gattung befaßte sich eine Reihe von Forschern (H. Woodward, 1883—4, V. N. Weber, 1933, 1937, R. F. Gheyse-linck, 1937 u. a.), welche die Gattungsdiagnose viel zu breit und somit auch unklar faßten. Erst in neuerer Zeit widmeten dieser Gattung ihre Aufmerksamkeit J. M. Weller (1936—1937) und F. R. C. Reed (1943), welche die Gattung *Griffithides* taxionomisch genau begrenzten. F. R. C. Reed unterteilte sie in drei selbständige Untergattungen, *Griffithides (Griffithides)* Portlock, 1843, *Gr. (Paragriffithides)* Reed, 1943 und *Gr. (Particeps)* Reed, 1943. Die Gültigkeit dieser Reed'schen Untergattungen ist einstweilen nicht entschieden, denn ohne eine genaue Untersuchung der ursprünglich bestimmten Typen läßt sich ihre taxionomische Berechtigung weder bestätigen, noch widerlegen. Wir belassen somit diese Frage vorläufig offen. Mit größter Wahrscheinlichkeit kann man Weller's Gattung *Kaskia* nur als Untergattung von *Griffithides* Portl. (vergl. A. Přibyl, 1955) auffassen.

Im Jahre 1943 gründete F. R. C. Reed eine neue Untergattung *Bollandia* Reed, 1943, die er ursprünglich als Untergattung von *Permoproetus* Touman'sky, 1935 betrachtete. Nach unserer Auffassung ist dies nicht richtig und wir betrachten *Bollandia* Reed als selbständige Untergattung innerhalb der Gattung *Griffithides* Portl.

Untergattung GRIFFITHIDES (BOLLANDIA) Reed, 1943

Subgenotypus: laut ursprünglicher Bestimmung von Reed, *Asaphus globiceps* Phillips, 1836. Karbon, Carboniferous Limestone; England, Bolland, Yorkshire.

Eine ausführliche Beschreibung dieser Untergattung wurde von F. R. C. Reed 1943, S. 62—63) angeführt, der sie nach der Art *Asaphus* (= *Griffithides*) glo-

biceps Phillips, 1836 gründete. Wir unterlassen eine Wiederholung der Beschreibung und verweisen auf die Arbeit von Reed. Im wesentlichen stimmt die Diagnose dieser Untergattung mit der Diagnose der Gattung *Griffithides* s. l. überein, so daß die Art *Gr. (B.) globiceps* mit Recht in die Gattung *Griffithides* eingeordnet wurde. Von der typischen Untergattung *Gr. (Griffithides)* Portlock, 1843 erkennt man *Gr. (Bollandia)* Reed, 1943 vornehmlich an der größeren Wölbung des Kopfes, vor allem der Glabella und der Wangen, an der Verengung des mittleren Glabellarteiles und am Verlauf der basalen Glabellarfurchen, an kurzen Wangenstacheln, mäßig spitzigen Enden der Rumpfrippen und an dem kleineren Pygidium.

Von der Gattung *Pernoproetus* Toman sky, 1935, wohin sie ursprünglich von Reed als Untergattung eingereiht war, unterscheidet sich *Gr. (Bollandia)* durch eine andere Kopfform, vor allem durch eine andere Form des Nackenringes und der Rumpfleuren.

Zu dieser karbonischen Untergattung gehören außer dem Genotypus, der Art *Gr. (B.) globiceps* (Phillips, 1836), noch einige weitere Arten, darunter auch die Rakus z'sche Art *Gr. (B.) rozlozniki* Rakus z, 1932, die wir tieferangeführt näher beschreiben.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: Unter- und Oberkarbon: England, Schottland, UdSSR und ČSR (Slowakei).

Griffithides (Bollandia) rozlozniki Rakus z, 1932

(Taf. VI. Fig. 1—3)

1932 *Griffithides rozlozniki* Rakus z, Die oberkarbon, Fossilien von Dobsina etc., S. 121—122, Taf. VI, Fig. 24—26, 28, Textfig. 21.

Locus typicus et stratum typicum: Dobšina, Jerusalemberg, Slowakei; Oberkarbon (Westfal B), Dobšinaer Schichten, Horizont γ mit *Trigonogastrioceras nopcsai*.

Lektotypus: Ein von G. Rakus z (1932) auf. Taf. VI, Fig. 24 abgebildetes Exemplar, das wir hier herausnehmen und als Lektotypus bezeichnen.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Griffithides (Bollandia)*, mit halb-kreisförmigem, relativ breitem Kopf, einer breiten Rumpfachse und einem kurzen und breiten Pygidium. Die Wangenstacheln sind kräftig, verhältnismäßig kurz und scharft spitzig; Rumpf aus 9 Gliedern zusammengesetzt. Die Pygidialachse, die sich auffallend gegen hinten verjüngt, besteht aus 11—12 Achsengliedern und 9 Schwanzrippen.

Beschreibung: Der Kopf des Lektotypus ist bogenförmig gestaltet, etwa 14,5 mm breit. Er ist nur aus Resten unvollkommener Freiwangen erhalten. Glabella und Festwangen sind abgebrochen. Die Freiwangen sind breitsubtrigonal, 6,0 mm lang und 3,0 mm breit und laufen in kurze, jedoch kräftige Wangenstacheln aus. Der Außenrand der Wangen (Saum) ist schmaler als ihr unterer Rand. Der Rumpf ist nahezu ganz erhalten, er ist jedoch vom Pygidium abgeteilt

und etwas seitwärts verschoben. Er besteht aus 9 Rumpfgliedern. Die Rumpfachse ist auffallend breit, ziemlich gewölbt und nimmt mehr als $\frac{2}{5}$ der Gesamtlänge des ganzen Körpers ein. Die Rippen sind verhältnismäßig kurz (sie nehmen nur $\frac{4}{7}$ der ganzen Rumpfbreite ein), gefurcht, an den Enden nach hinten abgescrängt und stumpf spitzig. Zuerst verläuft die Furche längs jeder Rippe, dann wird sie knieförmig gebrochen, reicht jedoch nicht bis zu deren Ende.

Das Pygidium ist halbkreisförmig, verhältnismäßig breit (etwa 13,4 mm), jedoch kurz (bloß 7,2 mm), mit einem schmalen Randsaum verziert, an dessen Umfang, (nach dem Abschälen der Oberflächenschichte) längliche kleine Leisten verlaufen. Die Spindelachse ist erhaben, zuerst beträchtlich breit (4,8 mm), verjüngt sich aber rasch nach hinten, so daß sie an ihrem Ende bloß 1,2–1,3 mm mißt; sie trägt 11–12 Achsenglieder, wovon sich weit mehr auf dem unteren Ende als an dem vorderen Rand befinden. Auf den Pygidialseitenlappen sind 9 Pygidialrippen zu beobachten, die verhältnismäßig schmal und scharf erhaben sind. Bei der Ansicht von hinten weist das Pygidium einen niedrig gewölbten Umriss auf (vom Typ A laut J. M. Weller, 1937, Abb. 3 im Text).

Ein weiteres Exemplar (siehe G. Rakusz, 1932 Taf. VI. Fig. 26) ist tektonisch stark beansprucht; es ist ein ganzer, einigermaßen verzogener Kopf und ein Rumpfteil. Bei genauer Untersuchung sehen wir, daß der Kopf ursprünglich halbkreisförmig war mit einem ausgeprägten Randsaum. Die Glabella ist in den Umrissen sehr unklar erhalten. Sie ist vorne verbreitet und reicht bis zum Vorderrand des Kopfes, so daß ein Praefrontalraum gänzlich fehlt. Das basale Paar der Glabellarseitenlappen ist von dem übrigen Teil der Glabella durch ein ausgeprägtes Paar basaler Glabellarfurchen nahezu abgeteilt. Die Festwangen sind klein; die Augen relativ groß, halbmondförmig. Die Freiwangen sind subtrigonal und laufen in kräftige, jedoch kurze, spitzige Wangenstacheln aus, die bis zur 4. Rumpfrippe reichten. Der Nackenring ist verhältnismäßig breit. Die Oberfläche des Kopfes war anscheinend mit einer feinen Körnelung bedeckt. An der rechten Seite ist die rechte Wange und auch ein Teil des Kopfes etwas verdrückt. Der Kopf ist 17,0 mm breit (am unteren Kopfrand gemessen) und 10,5 mm lang. Die Glabella ist etwa 9,0 mm lang und 6,0 mm breit.

Zum Kopf anliegend befinden sich fünf Rumpfglieder; die Rumpfachse ist beträchtlich breit und nimmt etwa $\frac{2}{5}$ der Gesamtkörperbreite ein. Die Form der Rippen ist nicht gut erhalten, da der Paratypus flachgedrückt und auch seitlich verzerrt ist. Der erhaltene Rumpfteil ist 16,0 mm breit. Es ist zu bemerken, daß die angeführten Ausmasse (des Kopfes und auch des Rumpfes) durch Verdrückung etwas verzerrt sind.

Ein anderer Rakusz'scher Typus ist ein unvollkommener Pygidialrest, den G. Rakusz (1932) auf Taf. VI, Fig. 25 abgebildet hätte. Am Pygidium ist nur die linke Seite mit einem Teil der rechten Seite erhalten. Die Achsenspindel ist zur Gänze abgebrochen. Auf dem (linken) Pygidialseitenlappen sind 8–9

Schwanzrippen zu beobachten. Laut Rekonstruktion dieses Pygidiums kann man sagen, daß es niedrig halbkreisförmig und kurz ist. Es ist 8,0 mm lang und etwa 13,0–14,0 mm breit (schätzungsweise gemessen).

Beziehungen und Bemerkungen: Ganz richtig vergleicht G. R a k u s z (1932) seine Art *Griffithides (Bollandia) rozlozsniki* R a k. mit den britischen karbonischen Arten *Gr. (B.) globiceps* (P h i l l i p s, 1836). *Phillipsia (?) cliffordi* (W o o d w a r d, 1884) und *Phillipsia (?) collei* M c C o y, 1844. *Gr. (B.) globiceps* hat eine Kopf- und Rumpfform wie *Gr. (B.) rozlozsniki*, jedoch sind die Pygidien beider Arten völlig verschiedenartig. *Gr. (B.) rozlozsniki* hat ein niedrig halbkreisförmiges, das ist ein verhältnismäßig breites jedoch kurzes Pygidium (das Breite-Länge Verhältnis ist 1,34 : 0,72) und die Rippen an den Pygidialseitenlappen sind erhaben. Demgegenüber hat das Pygidium von *Gr. (B.) globiceps* breite Rippen und die Pygidialachse verzüngt sich nach hinten nur allmählich. Ebenso beträgt das Breite-Länge-Verhältnis 1,8 : 1,4. Von der weiteren Art *Ph. (?) cliffordi* unterscheidet sich *Gr. (B.) rozlozsniki* in der Hauptsache durch eine kleinere Zahl Pygidialrippen und Achsenglieder. Sonst sind die Pygidien der beiden Arten einander sehr ähnlich. Hingegen ist die Kopfform anders (siehe Form der Glabella und das Bestehen eines Glabellarsaumes). Hiezu ist zu bemerken, daß *Ph. (?) cliffordi* aus dem englischen Unterkarbon (Kulm) bekannt ist.

Eine ähnliche Pygidialform, wie sie *Gr. (B.) rozlozsniki* aufweist, kennen wir auch bei *Ph. ? collei*. Diese irländische karbonische Art hat ebenso 9 schmale Rippen wie *Gr. (B.) rozlozsniki*, jedoch die Form des Kopfes, vor allem der Glabella und des Rumpfes sind bei beiden verglichenen Arten völlig verschiedenartig.

Abschließend ist noch auf eine weitere karbonische Art, die *Gr. (Bollandia) ? carringtonensis* (W o o d w a r d, 1884) hinzuweisen. Diese englische Art, die auch im russischen Karbon festgestellt wurde (siehe V. W e b e r, 1937), hat annähernd die gleiche Zahl von Rippen und Achsenssegmenten auf dem Pygidium wie *Gr. (B.) rozlozsniki*, jedoch ein unterschiedliches Länge-Höhe-Verhältnis und ein anders geformtes Pygidium. Vermutlich gehört auch diese Art zur Untergattung *Griffithides (Bollandia)* R e e d.

V o r k o m m e n: Der Lektotypus stammt aus Dobšiná, dem Jerusalemburg nordwestlich von der Stadt, im Mergel-Sandschiefer, zusammen in typischer Gemeinschaft von Arten dieses bedeutsamen Horizontes γ , der Dobšinaer Schichten. Oberkarbon, Westfal B, R a k u s z'scher Horizont γ mit *Trigonogastrioceras nopcsai*. Weitere Exemplare (Syntypen) stammen aus dunkelschwarzem (metamorphosen) Schiefer der Dobšinaer ? Schichten, westlich der Gemeinde, im Steinbruch bei dem sog. „Hochofen“.

Genotypus *Paladin morrowensis* (Mather, 1915) auf Grund Weller's ursprünglicher Bezeichnung (S. 707).

Synonyma: *Phillipsia auct. part.*,
Griffithides auct. part.,
Griffithides Mather, 1915,
Weberides Reed, 1942,
Weberides auct. et Přebyl, 1951.
Weberides Řehoř & Řehořová, 1959.

Die Gattung *Paladin* wurde im Jahre 1936 vom amerikanischen Forscher J. M. Weller gegründet, der sie für die um den Genotypus *Griffithides morrowensis* Mather, 1915 gruppierten Arten geschaffen hatte. Außer dem Genotypus reihte Weller hierher auch die russischen Formen „*Griffithides*“ *lutigini* Weber, 1933. „*G.*“ *cervilatus* Weber, 1933. „*G.*“ *transilis* Weber, 1933 u. a. ein. Einige Jahre später schuf der bekannte englische Paläontologe F. R. C. Reed (1942) eine weitere Gattung *Weberides* Reed, 1942, der als deren Genotypus die Art *Phillipsia mucronata* McCoy, 1844 (cf. S. 54, 1943) bezeichnete und ordnete zu ihr noch weitere Arten ein [*Ph. eichwaldi* (Fisch.) u. a.]. Der eine von uns (A. Přebyl, 1951) befaßte sich mit dem Studium von Ostrauer oberkarbonischen Trilobiten und benützte für die um die Art *mucronatus* McCoy, 1844, und *eichwaldi* (Fischer, 1825) gruppierten Vertreter Reed's Gattungsbezeichnung *Weberides*.

Da unter den Reed'schen Gattungen *Weberides* und *Cummingella* Reed, 1942 nomenklatorische Unstimmigkeiten entstanden (auf Grund der festgestellten Genotypen), befaßte sich mit ihrem eingehenden Studium C. J. Stubblefield (1952), der dann gleichzeitig bei der Internationalen Kommission für zoologische Nomenklatur beantragte, als Genotypus der Gattung *Weberides* Reed, 1942 weiterhin die Art *W. mucronatus* (McCoy, 1844) beizubehalten und für die Gattung *Cummingella* Reed, 1942 die Art *Phillipsia jonesi* Portlock, 1843 zu bezeichnen.⁵

Erst H. B. Whittington (1954, S. 5–6) wies darauf hin, daß die Gattung *Weberides* Reed, 1942 offenbar ein Synonym der älteren Gattung *Paladin* Weller, 1936 sei. Zu diesem Zwecke führte der eine von uns (A. Přebyl, 1955) einen genauen Vergleich beider erwähneter Gattungen und ihrer Arten durch und im Abschluß kam er zur gleichen Auffassung, wie vor ihm Whittington (1954), daß nämlich *Weberides* Reed, 1942, tatsächlich ein Synonym von *Paladin* Weller, 1936 darstellt. Gleichzeitig ordnete er den

⁵ Gleichzeitig stellte er [auf Grund eines eingehenden Studiums der Arten *Ph. gemmulifera* (Phillips, 1836) und *Ph. kellyi* Portlock, 1843] den Antrag, man solle auf Grund der früheren Vogdes'schen (1890) Auswahl *Ph. kellyi* Portlock, 1843 als Genolektotypus der Gattung *Phillipsia* betrachten.

Großteil der Ostrauer Trilobiten-Arten in diese ältere, nomenklatorisch rechtmäßige Gattung ein.

Die geographische und stratigraphische Verbreitung der Gattung *Paladin* ist (laut A. P ř i b y l, 1955, S. 402) verhältnismäßig groß, denn sie wurde bisher in Nordamerika (Texas, Arkansas, Illinois, Oklahoma und Kanada), in Europa, (England, Schottland, Irland, Belgien, Polen, Tschechoslowakei, UdSSR u. a.) in Asien (Turkestan, Timan u. a.) und in Australien (New South Wales u. a.) festgestellt. Unter- und Oberkarbon [gewiß im Viséen bis Westfal C, eventuell bis Stefan (Ungarn)]; Mississipien und Pennsylvanien.

Paladin eichwaldi (F i s c h e r, 1825)

Taf. VII, Fig. 1 A; Taf. VIII, Fig. 1 A; Taf. IX, Fig. 1—4; Tf. X, Fig. 1—2)

Material: Eine größere Anzahl von Pygidien, Kranidien und einige ganze Köpfe mit Rumpfgliedern (etwa 17 Exemplare), darunter einige anscheinend ganze gerollte, allerdings verdrückte Exemplare.

Eine ausführliche Synonymik dieser Art wurde von H. W o o d w a r d (1884, S. 22), V. N. W e b e r (1937, S. 63) und Z. S c h r é t e r (1948, S. 25—26) angeführt, auf die wir verweisen. Der erwähnte sowjetische Autor (V. N. W e b e r) erörterte die Synonymik dieser Art eingehend mit Angabe seiner Verbreitung im Karbon der Sowjetunion (S. 63).

Die biostratigraphische Verbreitung der Art *P. eichwaldi* (F i s c h.) ist verhältnismäßig groß, denn sie wurde im Unterkarbon (vor allem im Viséen) und in den unteren Lagen von Oberkarbon (im Namur und Westfal A) gefunden. Aus dem ungarischen Karbon führt sie Z. S c h r é t e r (1948) sogar aus dem Unter-Stefan ? an. Die stratigraphische Einordnung des ungarischen Exemplares ist nach unserer Auffassung nicht richtig, denn es ist noch älter (Westfal). Im Hinblick darauf, daß auch wir diese Art im Ochtinaer Oberkarbon fanden, geben wir hier ihre genaue Beschreibung, d. i. aller 17 Exemplare:

Der Kopf (sofern er in den Umrissen erhalten ist) ist beinahe halbkreisförmig mit ausgeprägten, ziemlich langen Wangenstacheln (bis zu 5,0 mm). Der Saum rund um den Kopf ist ziemlich breit mit Ausnahme der Einengung über den Glabellarstirnappen; der untere Saum ist etwas schmaler. Die Glabellen unserer Exemplare sind nicht besonders gut erhalten, aber ungeachtet dessen können wir ihre Länge mit 6—8 mm und die Breite mit 4,2—5,3 mm abschätzen. Die Glabella ist vorne beträchtlich verbreitet, ähnlich wie bei der Mehrzahl von Arten der Gattung *Paladin*. Auf der Glabella befindet sich ein Paar ausgeprägt, tief eingeschnittener Glabellarseitenfurchen, welche die Basallappen deutlich von den übrigen Teilen der Glabella trennen. Die Augen sind groß (3,0 mm), halbmondförmig, von holochroalem Typ, aus einer größeren Menge Linsen bestehend; sie liegen dicht an der Glabella, so daß die Festwange bloß einen schmalen Streifen bildet. Die Freiwangen sind schmal dreieckförmig, mit einem ausgeprägten, brei-

ten Randsaum und ziemlich langen Wangenstacheln (bis 5,0 mm). Der Nackenring ist ausgeprägt, relativ breit, und dabei nach den Seiten einigermaßen verschmälert.

Vom Rumpf sind nur einige Segmente erhalten, deren Breite zwischen 10,5 bis 12 mm schwankt. Die Achsenspindel nimmt annähernd $\frac{1}{3}$ der Gesamtbreite des Rumpfes ein und ist flach gewölbt. Die Rippenenden sind (soweit sich es nach den erhaltenen Resten sagen läßt) stumpf eingerundet bis schwach spitzig und längsgefurcht.

Das Pygidium ist halbkreisförmig, mäßig gedehnt bis nahezu parabolisch, mit einer größeren Zahl von Achsengliedern und einem ausgeprägten (bis 1,0—1,5 mm), breiten, einigermaßen flachen Randsaum. Der Pygidialsaum ist auf dem Außenrand abgerundet. Die Pygidialspindel ist kegelförmig, ziemlich lang (6,0—9,0 mm) und nimmt cca $\frac{1}{3}$ der Gesamtbreite ein. Nach beiden Seiten wird sie von markanten und tiefen Dorsalfurchen abgegrenzt. Auf dem Rhachis wurden 14 bis 16 Achsenglieder gezählt, die sukzessive gegen das untere Spindelende dichter aneinander gedrängt liegen. An den Pygidialseitenlappen sind gewöhnlich 10 bis 11 Schwanzrippen erhalten. Die Rippen sind verhältnismäßig breit (0,5—0,7 mm), mäßig erhaben. Bei den gerollten Exemplaren können wir beobachten, daß der stumpf abgerundete Pygidialrand über den Kopfschild übergreift. Die Länge der gefundenen Pygidien schwankt zwischen 6,7 bis 11,0 mm und die Breite zwischen 7,0 bis 11,5 mm.

Die Oberfläche der gefundenen Exemplare ist überwiegend glatt, was durch den Zustand der Erhaltung verursacht sein kann (Skulpturkerne). Bei einigen Exemplaren beobachteten wir (unter der Lupe) eine feine Granulierung auf der Pygidialachse. Bei britischen und russischen Exemplaren ist die Panzeroberfläche, vor allem die Achse (der Rumpf und auch das Pygidium), mit einer feinen, aber ausgeprägten Granulierung bedeckt. Die Granulierung wurde auch bei ungarischen Exemplaren (Pygidien) festgestellt.

Russische, slowakische und ungarische Exemplare dieser Art stimmen mit einander in allen Merkmalen überein, so daß die Einordnung slowakischer Formen zur Art *Paladin eichwaldi* (F i s c h.) unbestritten feststeht.

Beziehungen und Bemerkungen: *Paladin eichwaldi* (F i s c h e r, 1825) ist offensichtlich mit dem Genotypus der Gattung *Paladin*, der Art *P. morrowensis* (M a t h e r, 1915), die aus dem nordamerikanischen Karbon stammt, nahe verwandt. Von dieser amerikanischen Art ist sie an der unterschiedlichen Pygidialform und einer Reihe anderer Merkmale zu erkennen. Weitere nahe verwandte Arten sind *P. mladeki* (S m e t a n a, 1915) und *P. mucronatus* (M c C o y, 1844). Von der ersten Art erkennt man *P. eichwaldi* (F i s c h.) vor allem an der kleineren Zahl von Pygidialgliedern auf der Spindel und der Rippen auf den Pygidialseitenlappen. Von der zweiten Art (*P. mucronatus*) unterscheidet sie sich durch den stumpf gerundeten unteren Pygidialrand und

durch andere Merkmale. *P. mucronatus* wie auch seine Subspezies haben nämlich am unteren Pygidialrand einen ausgeprägten Dorn.

An seinen charakteristischen Merkmalen erkennt man *P. eichwaldi* auch von anderen aus dem englischen, schottischen, deutschen und russischen Karbon (z. B. *P. coelata* Mc Coy, *P. shunerensis* King u. a.) beschriebenen Arten. Eine auffallende Übereinstimmung weist *P. eichwaldi* (Fisch.) mit der schottischen karbonischen Art *P. parilis* (Reed, 1943) und ihrer Subspezies *P. parilis cuspidata* (Reed, 1943) auf. Da wir nicht die Möglichkeit haben den gegenseitigen Vergleich der Arten aller erwähnter Formen vorzunehmen, vor allem der schottischen, lassen wir die Frage der taxonomischen Gültigkeit Reed'scher Arten und Subspezies offen. Dasselbe gilt auch von den seinerzeit von R. Schumacher (1903), H. Parkinson (1903), N. Lebeděv (1927) u. a. beschriebenen Subspezies von *P. eichwaldi*, z. B. *P. eichwaldi alsatica*, *P. eichwaldi hassaica*, *P. eichwaldi doni*, *P. eichwaldi stylae*, usw.

Vorkommen: Aus dem tschechoslowakischen Oberkarbon ist diese Art nur aus zwei Fundstellen bekannt u. zwar aus Ochtiná bei Rožňava und aus Dobšiná in der Südslowakei. Mit großer Wahrscheinlichkeit können wir sein Vorkommen (eventuell nahe Subspezies) auch aus den höchsten Lagen der Ostrauer Schichtengruppe erwarten, hauptsächlich in den Porubaer Schichten, in verschiedenen marinen Horizonten, vor allem im Gaebler'schen und Roemer'schen. Aus dem polnischen Teil des Oberschlesischen (Ostsudetischen) Steinkohlenbeckens ist diese Art, beziehungsweise ihre neue Subspezies, aus oberen Lagen mariner Horizonte der Porubaer Schichten (Horizont II) bekannt und wurde von hier zuerst von M. Schwarzbach (1936, S. 441—2, Taf. 28, Fig. 16—17) erwähnt. Diese von Schwarzbach als *Ph. eichwaldi* var. α n. var. beschriebenen und abgebildeten Pygidien stimmen in mehreren Merkmalen mit unseren slowakischen Exemplaren überein; man erkennt sie jedoch von diesen an der kleineren Rippenzahl auf den Pygidiaseitenlappen und an dem mehr gewölbten Schwanzrandsaum.

Bei Ochtiná wurde *P. eichwaldi* in den Ochtinaer Schichten zusammen mit *Phillipsia margaritifera* und einer großen Menge spiriferider Brachiopoden (z. B. *Brachythyrina* cf. *strangwaysi*, *Spirifer* sp. aff. *Punctospirifer pectinoides*), Schnecken [*Bellerophon* (*Euphemus*) *urei*, *Loxonema* sp. u. a.], Muscheln und anderer (namurisch-westfälischen) Oberkarbonfauna gefunden. Aus Ungarn (aus dem Bükk-Gebirge) wurde *P. eichwaldi* aus dem unteren Stefan (siehe Z. Schrėter, 1948, S. 35) angeführt. Die stratigraphische Einordnung und das Alter der ungarischen Exemplare sowie der Schichten, in denen sie sich befinden, ist nach unserer Auffassung nicht richtig. Wir vermuten, daß sie sehr wahrscheinlich Westfal vertreten, da das Gestein und die begleitende Fauna scheinen bei der Dobšinaer Fundstelle (Horizont γ und δ) die gleiche zu sein, worauf wir die ungarischen Stratigraphen aufmerksam machen.

Genolektotypus: *Phillipsia jonesi* Portlock, 1843

[laut Stubblefield's nachträglicher Bezeichnung (1946; 1952) statt des ungültigen Namens „*Ph.*“ *derbyensis* Martin, 1809]. Karbon.

Die Gattungsbezeichnung *Cummingella* wurde erstmalig von F. R. C. Reed (1942) für Vertreter der Gruppe der Art „*Phillipsia*“ *derbyensis* angeführt. Als Genotypus dieser seiner neuen Gattung bezeichnete Reed die Art *Entomolithus* (*Oniscites*) *derbyensis* Martin, 1909. F. R. C. Reed nahm an, diese Art sei ein typischer Repräsentant dieser ganzen unter der Bezeichnung „*Ph. derbyensis*“ bekannten Gruppe von karbonischen Trilobiten. Aus genauen Erforschungen Stubblefield's geht jedoch hervor, daß die bisher unter dem Namen „*Ph. derbyensis*“ (Martin) angeführten Formen in Wirklichkeit nicht zu Martin's näher schwer definierbarer Art *derbyensis* gehören, sondern zu der gut festgestellten und beschriebenen Art „*Phillipsia*“ *jonesi* Portlock, 1843. Deshalb stellte C. J. Stubblefield (1952) an die Internationale Kommission für zoologische Nomenklatur den Antrag, die Art *Ph. jonesi* Portl. als Genolektotypus der Gattung *Cummingella* Reed, 1942 anzuerkennen und die unklare und jetzt schwer erkennbare Art „*Ph.*“ *derbyensis* (Martin, 1809), deren Typen heute nicht näher zu identifizieren sind, abzulehnen (vergl. A. P ř i b y l, 1955, S. 400). Stubblefield's Antrag wurde von der obengenannten Kommission angenommen und im offiziellen Verzeichnis gültiger zoologischer und paläontologischer Gattungen angeführt.

Durch diese Feststellung Stubblefield's wurde die Gattung *Cummingella* Reed, 1942 auf eine feste nomenklatorische und taxionomische Basis gestellt, so daß man sie jetzt von der verwandten, jedoch ausgeprägt unterschiedlichen Gattung *Paladin* Weller, 1936 (= Synonym *Weberides* Reed, 1942) klar erkennt.

Mit Rücksicht darauf, daß wir bei Dobšiná auf der Lokalität Brezinky (Birkeln) Reste weiterer karbonischen Trilobiten, vor allem deren Pygidien, fanden, nehmen wir von ihnen an, daß sie nach der Gesamtform und der Zahl der Pygidialglieder und -rippen dieser bedeutenden Gattung angehören. Wir vermögen sie artmäßig leider nicht näher zu bestimmen und mangels eines vollständigeren Materials gestatten wir uns nicht für sie eine neue Artbezeichnung vorzuschlagen. Deshalb führen wir sie hier unter dem Namen.

Cummingella sp. aff. *balladoolensis* Reed, 1942

(Taf. I, Fig. 1–2)

? 1906 *Griffithides* cf. *minor* Frech, Das marine Karbon in Ungarn, S. 128, Taf. I, Fig. 2.

1932 *Griffithides* (?) aff. *minor* Rakusz, Geologica Hungarica, ser. paleont., 8, S. 122, Taf. VI, Fig. 23.

cf. 1942 *Cummingella balladoolensis* Reed, Some new Carboniferous Trilobites, S. 668–9, Taf. X, Fig. 1–3.

Kleine Pygidien, die in der Umgebung von Dobšiná F. Frech (1906) und G. Rakusz (1922) gefunden wurden von ihnen mit dem Artnamen *Griffithides* cf. oder aff. *minor* Woodward, 1884 bezeichnet. Die von uns bei Dobšiná auf der Lokalität Brezinky (Birkeln), gegenüber dem Jerusalemberg (laut Rakusz, 1932) gefundenen Exemplare unterscheiden sich jedoch auffallend von den typischen Vertretern der Art *Gr. minor* Woodward, 1884, stimmen aber mit den Frech'schen und Rakusz'schen Exemplaren überein. Die englische unterkarbonische Art *Gr. minor* hat Pygidien länglicher bis parabolischer Form mit größerer Zahl Pygidialglieder und eine auffallend sich verengende Pygidialspindel, die in Gestalt eines zugespitzten bis abgerundeten Endes abschließt.

Wir wissen nicht, welche Gründe F. Frech (1906) und G. Rakusz (1932) dazu bewegten, die Dobšínaer Exemplare, wenn auch mit gewissem Bedenken, zu dieser englischen Art einzureihen. Zu Beginn folgten wir beiden oben erwähnten Autoren bei der Vorbestimmung der von uns gefundenen Exemplare; beim genauen Studium sind wir jedoch zur Auffassung gelangt, daß die Formen von Dobšiná mit der Art *Gr. minor* Woodward, 1884 nichts gemeinsames haben. Um unsere Exemplare artmäßig näher bestimmen zu können, suchten wir in der erreichbaren Literatur über die karbonischen Trilobiten nach, fanden aber keine Art, die einwandfrei mit den Pygidien unserer Exemplare übereinstimmen würde. Wir vermuten daher, daß unsere Formen eine gewisse und entfernte Ähnlichkeit nur mit der Reed'schen Art *Cummingella balladoolensis* Reed, 1942 aufweisen, welche aus Upper Carboniferous Limestone, der Insel Man stammt. Unsere Formen entsprechen ungefähr durch die Gesamtform des Pygidiums dieser britischen Art, sind jedoch von dieser an dem weniger sich verjüngenden Rhachis und an einer größeren Zahl von Schwanzgliedern und an dem Nichtvorhandensein ausgeprägter Körnchen am Rhachis, die für die Art *C. balladoolensis* typisch sind zu erkennen. Deshalb führen wir sie bis auf weiteres unter dem Artnamen *C. sp. aff. balladoolensis* Reed, 1942 an.

Aus dem russischen Karbon kommen zwei Arten vor, *Ditomopyge kumpani* (Weber, 1933) und *Cummingella carinatoides* (Weber, 1937 = *Nalivkin* MS), die eine bestimmte, wenn auch entfernte Ähnlichkeit mit unseren Dobšínaer Exemplaren aufweisen. Diese beiden russischen Formen haben (ähnlich wie unsere Exemplare) markante Pygidialspindeln, die sich gegen hinten relativ rasch verjüngen, haben aber auch eine größere Zahl von Pygidialgliedern (sowohl Achsengliedern als auch Rippen) auf den Pygidialseitenlappen, als unsere Dobšínaer Exemplare.

Zwecks Übersicht führen wir hier eine genaue Beschreibung und Maße aller von uns gefundener Einzelstücke:

An einem einzigen Exemplar sehen wir das Pygidium mit einem unvollständigen Rumpf, an dem bloß sieben Rumpfglieder erhalten sind. Die Rumpfspindel ist relativ hervortretend, cca 3,5 mm breit und nimmt etwa $\frac{2}{5}$ der Gesamtbreite

des ganzen Rumpfes ein. Die Rippen sind (an jeder Seite) etwa 2,7–2,8 mm breit und pflegen am Anfang leicht gefurcht zu sein; diese reichen bis zur schiefen Querfurche, wo eine weitere Längsfurchung aufhört. Die Rippenenden sind schräg nach hinten zugeschnitten, stumpf zugespitzt bis gerundet. Die Rumpfbreite wurde (schätzungsweise) mit cca 9 mm festgestellt.

Die Pygidien haben einen halbkreisförmigen Umriß mit einem ausgeprägten Randsaum. Die Pygidialspindel ist verhältnismäßig schmal, scharf hervortretend und nimmt etwa $\frac{1}{3}$ (oder etwas weniger) der Gesamtbreite des Pygidiums ein; sie besteht aus 13–14 Achsengliedern, verjüngt sich und ihr Ende, das kantig bis gerundet ist, reicht bis an die Randsaumfurche. Auf den Pygidialseitenlappen sind 9 markante, ungefurchte Rippen entwickelt. Die Oberfläche der Pygidien ist in der Regel glatt; es ist nicht auszuschließen, daß sie fein granuliert war. Der Randsaum ist relativ breit (cca 0,7–0,9 mm), flach, gut kenntlich, im Großen und Ganzen von gleichbleibender Breite und wird nur gegen die Seitenränder des Pygidiums etwas schmaler.

Bei dieser Gelegenheit möchten wir hier von der Rakusz'schen Art *Griffithides (Bollandia) rozlozsniki* Rakusz, 1932 Erwähnung machen, und sie mit Exemplaren vergleichen, die wir unter der Bezeichnung *Cummingella* sp. aff. *balladoolensis* Reed, 1942 eingereiht haben. Die Art *Gr. (B.) rozlozsniki* Rak. wurde von P. Rozlozsnik auf dem Jerusalemberg, bei Nirnsgründel und bei den alten städtischen Hochöfen gefunden. Diese Form hat zwar auch ein halbkreisförmiges Pygidium, hat jedoch ebenso eine kleinere Zahl von Spindelgliedern (nur 11) und die Rippen sind schmaler und markanter als an unseren Exemplaren von Birkeln. Desgleichen ist der Pygidialsaum an der Rakusz'schen Art wesentlich schmaler als bei unseren Exemplaren. Beide Dobšinaer Formen [*Gr. (B.) rozlozsniki* und *C. sp. aff. balladoolensis*] unterscheiden sich auch durch abweichende Ausmasse von Rumpf und Pygidien. Auch die Illés'sche Art *Cyrtoproetus dobsinensis* (Illés, 1902) unterscheidet sich wesentlich von unseren Formen, denn sie hat einen auffallend gewölbten Panzer und sein Pygidium hat keinen Pygidialrandsaum, so daß ein Vergleich mit den von uns bei Birkeln und Dobšina gefundenen Exemplaren nicht in Frage kommt.

Vorkommen: Bisher stehen uns sechs Pygidien zur Verfügung, wovon einige unvollkommen erhalten sind, ein Pygidium zum Teil erhalten (Positiv und Negativ) mit sieben Rumpfgliedern. Alle diese Exemplare fanden wir am südwestlichen Fuß des Berges Brezinky (Birkeln laut G. Rakusz), gegenüber dem Jerusalemberg bei Dobšina, oberhalb des Baches, im Schutt auf kleinen, terrassenartigen Feldern. Trilobitenfunde sind hier verhältnismäßig selten und kommen hier mit reichhaltiger Brachiopoden- und Crinoidenfauna vor. Die häufigsten Brachiopoden dieser Schichten sind *Brachythyrina strangwaysi lata* Chao, *Rhipidomella carbonaria* (Swall) und *Productus gruenewaldti* Krotow.

Diese Schichten gehören offenbar den unteren Lagen von Westfal B an. Vermutlich gehört hierher auch das von G. R a k u s z (1932, S. 122, Taf. VI, Fig. 23) beschriebene und abgebildete Pygidium aus der bekannten Fundstelle Michaeli, nordöstlich von Dobšiná, welche schon etwas jünger (Westfal C) ist.

BEMERKUNGEN ZUR STRATIGRAPHIE UND PALÄO GEOGRAPHIE DES SLOWAKISCHEN OBERKARBONS

Trilobiten sind für die paläozoischen Formationen in stratigraphischer Hinsicht von außerordentlicher Bedeutung. Man kann beispielsweise auf die erfolgreichen Versuche über die Zusammenstellung biostratigraphischer Trilobitenzonen im Oberschlesischen Steinkohlenbecken (vergl. M. S c h w a r z b a c h, 1935, 1936; A. P ř i b y l, 1951 u. a.) wie auch auf anderen paläozoischen Gebieten hinweisen. Dies war auch eine der Ursachen, warum wir gerade den slowakischen karbonischen Trilobiten vor allen anderen Tiergruppen eine besondere Aufmerksamkeit widmeten und zu deren Bearbeitung herangingen.

Deshalb kommen wir nun nach der Aufzählung und der taxionomischen Bewertung der festgestellten Arten und Gattungen zu einigen Erkenntnissen und biostratigraphischen Schlüssen in Bezug auf die stratigraphische Korrelation und die Einordnung karbonischer Schichten des Zipser Erzgebirges.

Beginnen wir mit der Feststellung, daß die Trilobitenarten aus dem Gebiet von Dobšiná [*Cyrtoproetus dobsinensis*, *Griffithides (Bollandia) rozlozsniki*, *Cummingella* sp. aff. *balladoolensis*] von den Arten von Ochtiná (*Paladin eichwaldi* und *Phillipsia margaritifera*, beide sehr häufig) völlig verschieden sind. Dieser Tatsache entspricht auch eine vollkommen andere Begleitfauna an beiden Stellen, wie wir dies bereits in unserem vorläufigen Bericht aus dem Jahre 1958 (B. B o u č e k und A. P ř i b y l, 1958, S. 118—123) konstatierten. Nach dem Vorkommen entwicklungsmäßig jüngerer Typen und Arten von Wirbellosen, die aus dem russischen Moskowien bekannt sind, sowie auch nach dem Vorkommen der Flora in höheren Lagen bei Dobšiná, z. B. Michaeli u. a. (wie *Annularia stellata* S c h l o t t h. und weiteren), die schon auf Westfal C deutet, betrachten wir die unteren marinen Schichten mit R a k u s z'schen Horizonten α bis δ als Westfal A—B. Deshalb stellen wir die hangenden Lagen, wo vorerst marine Lagen mit einer Fauna (R a k u s z'scher Horizont ζ) mit kontinentalen Lagen (mit einer Flora hor. ϵ) abwechseln bereits an die Basis von Westfal C. Diese Auffassung verschiebt demnach die bisherige Konzeption über das Alter der fossiliferen Schichten von Dobšiná etwas höher, als einige Forscher (z. B. F. N ě m e j c, 1953 u. a., die ihnen auf Grund der Flora das Alter von Westfal A—B zusprachen) annahmen.*

* G. R a k u s z (1932) betrachtete diese Schichten (mit fossiliferen Horizonten α bis ζ) als Westfal C bis D, B. B o u č e k (1931) sogar als Stefan.

Daß die Fauna aus dem Magnesitkarbon (Ochtiná, Sušany—Ratkovská, Suchá, Diviná u. a.) von der Fauna des Karbons von Dobšíná im ganzen ziemlich abweichend ist, konstatierten bereits früher laut angeführter Faunaverzeichnisse die Arbeiten von Ulrich und Bouček (1931) und auch von Heritsch (1934) bei der Bearbeitung von Korallen. Im gesamten Magnesitkarbon ist ein sehr häufiges Vorkommen, ja geradezu ein Leitvorkommen einer auffallenden buschigen Koralle der Art *Lithostrotion carpathicum* Her., die in Dobšíná eine völlig unbekannte Erscheinung ist, obwohl die ökologischen Bedingungen die gleichen waren und es hier ebenso wie in der Magnesitzone zum Entstehen von Biohermen kam.

Während die bisher gefundene Fauna der Magnesitentwicklung (im Sinne von L. Zelenka, 1927) meist sehr schlecht erhalten ist, mit Ausnahme von Korallen in Kalkeinlagerungen aus den durch Dynamometamorphose betroffenen Schiefen und eine genauere Artbestimmung nicht gestattet, ist unser neues Material aus dem Schiefer von Ochtiná bedeutend besser erhalten und an Arten und Einzelstücke außerordentlich reichhaltig. Nach der vorläufigen Bestimmung kommen unter anderen z. B. *Bellerophon (Euphemus) urei* Flem. verschiedene weitere Bauchfüßler, *Brachythyrina* cf. *strangwaysi* (Vern.), *Spiriferid* aff. *Punctospirifer pectinoides* (Kon.) — häufig, *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Chonetes carboniferus* Keys., *Gigantoproductus* sp., Muscheln, Moostiere, rugose Korallen, orthokone Nautiloiden u. a. vor. Es ist demnach eine unterschiedliche Artgemeinschaft, die ein anderes biostratigraphisches Alter von Schichten des Magnesitkarbons erweist als die aus dem Gebiet von Dobšíná bekannten Faunenassoziationen. Wir zeigten, daß schon *Bellerophon (Euphemus) urei* und auch *Gigantoproductus* sp. auf ein höheres Faunalter deuten aber beim Mangel an *Goniatiten* und *Fusulinen* sind für die Altersbestimmung der Fauna von Ochtiná gerade die Trilobiten von größter Wichtigkeit.

Die Art *Phillipsia margaritifera* Roem. ist bisher aus dem höchsten Namur A des Oberschlesischen Beckens bekannt. Hier wurde sie einstweilen in obersten Lagen der Porubaer Schichten (Ostrauer Schichtengruppe) im polnischen Teil des Steinkohlenbeckens festgestellt. Die zweite Art, *Paladin eichwaldi* (Fischer) wird aus dem europäischen Karbon vom Viséen bis zu Westfal A angeführt. Nur Z. Schréter (1948) erwähnt diese Art aus dem ungarischen Unterstefan (aus dem Bükk Gebirge). Schréter's stratigraphische Einordnung dieser Schichten mit *P. eichwaldi* ist nach unserer Ansicht nicht ganz richtig. Wir nehmen im Gegenteil an, daß auch diese Schichten durch ihr Alter eher unseren Dobšínaer Schichten entsprechen. Derselben Ansicht ist auch (laut mündlicher Mitteilung) M. Máška, dem das Karbon im Bükk Gebirge aus der Autopsie bekannt ist.

Daraus folgen unerwartete Beziehungen zum oberschlesischen Karbon. Es ist uns nun möglich das Alter des magnesithaltigen Karbons viel genauer zu ermit-

ten, als wir es in der vorläufigen Arbeit aus dem Jahre 1958 tun konnten, nämlich diese Schichten noch etwas tiefer zu setzen als vorher und zwar in Namur B—C statt in Westfal A.

Wie durch bisherige Arbeiten und Funde festgestellt wurde, begleitet eine gleiche Fauna (mit *Lithostrotion carpathicum*) überall die slowakischen marinen Karbonschichten mit Magnesitkörpern (umgewandelte Korallen- und Crinoiden-Biohermen) in der gesamten Zone von Lučenec bis Bankov bei Košice. Man kann die Magnesitführung geradezu als diagnostisches Merkmal betrachten, wonach sich diese Entwicklung („Magnesitentwicklung“ laut L. Zelenka) von der Dobšinaer Entwicklung unterscheidet.

Oberkarbonische Schichten (oder nach russischer Einteilung mittelkarbonische — C₂) des Zips-Gömörer Erzgebirges bezeichnete in der Gesamtheit M. Máška (1959, S. 138) als Serie von Lubeník. Diese umfaßt die frühere Magnesitserie, den Dobšinaer Karbon, die Bindt-Rudňaner Entwicklung, den Muráňer Karbon, die sogen. Serie Foederata u. a.

Laut der sehr anregenden Arbeit von Máška stellt die Lubeníker Serie einen einheitlichen genetischen Zyklus im Karbon dar, dessen Ablagerung im Zusammenhang mit der marinen Transgression begann, in der Inundationsphase fortsetzte, dann in der Regression (paralische Phase) und in der Emersion endete. Danach unterteilte Máška die Lubeníker Serie in drei Abteilungen: in den unteren terrestrisch-litoralen Teil, den mittleren marinen Teil bei fortschreitenden Vertiefung und Differenzierung des Beckens und schließlich den oberen Regressionsparalischen Teil aus zyklisch geschichteten klastischen Sedimenten (in der Hauptsache aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefeln). Diese Abteilungen sind als lithofazielle Einheiten (ohne genauen Zeitinhalt) und keinesfalls als chronostratigraphische Einheiten zu betrachten. Wie M. Máška anführt, ist der vollständige Zyklus typisch im Gebiet um Lubeník entwickelt. Zuunterst liegen Sandstein, Arkosen und in Konglomerate übergehende Quarzite. Dieses basale Glied bildet die *Magnafazies* für basale Konglomerate des Dobšinaer Gebietes, die stratigraphisch weit jünger sind. Als weiteres Glied trifft hier eine mächtige Schichtengruppe aus Schiefeln und graphitischen, chloritischen und sandigen Phylliten auf. Die Schiefeln sind von Kalksteinlinsen begleitet, die größtenteils metasomatisch in Magnesit umgewandelt sind.

Im Schiefer befinden sich stellenweise auch Einlagerungen von dolomitischen Kalken bis Dolomiten. In den die Magnesitlinsen begleitenden Schiefeln und Kalken kommt eine reiche Fauna von Korallen und Crinoiden vor (Ochtiná, Sučany u. a.).

Diese Schichten unterscheiden sich faunistisch und somit auch zeitlich von Schichten mit einer ähnlichen Entwicklung aus der Umgebung von Dobšiná. Es ist von Bedeutung, daß die Dobšinaer Biohermen in Ankerit-Siderite umgewandelt wurden und nicht in Magnesite wie im Lubeníker Gebiet u. a. Zwecks Unterscheidung dieser älteren Schichten mit Magnesit schlagen wir vor sie als Ochtináer Schichten zu bezeichnen, nach dem typischen Profil des abgedeckten Stratotypus im Magnesitsteinbruch bei Ochtiná.

Eine höhere stratigraphische Einheit bilden die Schichten von weißen oder

blau bis braun gestreiften Kalksteinen (vom Charakter der Tuharer Marmore) mit Einlagerungen von Diabastuffen. Sie sind in der Umgebung von Ochtiná (nördlich des Ortes) gut aufgeschlossen. Nach dem charakteristischen Stratotypus-Profil zwischen Ochtiná und Markuška bezeichnen wir diese hangenden Schichten von weißem, blau bis braun gestreiften Kalkstein mit Lagen von Tuffen als *Markuškaer Schichten*. In ihrem Hangenden liegt eine Schichtengruppe von dunklen Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und auch mit Anthracitlagen.

Die Schichtenfolge bei Dobšíná beginnt zwar auch mit Konglomeraten (in einer Stärke von nur 4–8 m), die jedoch stratigraphisch jünger sind, denn es wurde darin eine Fauna aus der Grenze Westfal A–B gefunden. Darauf folgen Schiefer und Kalke mit Crinoiden und Korallen und linsenartige Körper von Ankeriten bis Sideriten, offensichtlich vom gleichen biohermalen Ursprung und Ausbildung wie bei Ochtiná. Der stratigraphischen Lage und der Fauna nach sind die Schichten von Dobšíná aber jünger und gehören bereits dem Westfal B an. In ihrem Hangenden beginnt die paralische Entwicklung (umfassend beide *Rakus*’schen Horizonte ϵ (mit Flora) und ζ (mit einer marinen Fauna)). Diese sandig-schieferige Serie wurde vor dem vollständigen Emporstauchen und dem Abschluß der Sedimentation abgelagert (asturische Phase).

Die Bindt-Rudňaner Entwicklung (laut J. Vachtl, 1938) oder Konglomerat-Entwicklung (laut L. Zelenka, 1927) erstreckt sich von Dobšíná weiter gegen Nordosten bis Osten (drei Horizonte). Altersmäßig entspricht sie annähernd den jüngsten Schichten des Karbons von Dobšíná. Zumindest deutet die von J. Vachtl (1938) bei Rudňany gefundene Flora nicht auf ein anderes Alter als dies die Pflanzenreste von Dobšíná aufweisen (Westfal C).

Daraus geht klar hervor, daß im südwestlichen Teil des untersuchten Gebietes (Umgebung von Ochtiná, Jelšava) eine vollständigere Schichtenfolge vom Oberkarbon erhalten ist, die bereits mit Namur beginnt (nachgewiesen Namur B–C), während im nördlichen Gebiet (Dobšíná) die basalen Lagen schon dem Westfal A–B angehören. Zur Zeit der Überflutung bildeten sich hier wie dort in seichten und wärmeren Gebietsstellen Bedingungen für eine örtliche Entwicklung von Biohermen je nach der Unebenheit des Grundes. Die Entwicklung verlief wegen der Unebenheit des Reliefs nicht gleichmäßig, sie ist jedoch nie zyklisch. Später vertiefte sich das Meer, die Biohermen gingen ein und es setzten sich neritische helle geschichtete von Diabastuffen begleitete Kalke ab. Nach dieser Vorstellung wurde während dieser Vertiefung und Ausdehnung der Transgression das Dobšínaer Gebiet von der Transgression erst später betroffen, und vielleicht noch etwas später auch das Bindt-Rudňaner Gebiet. Es ist daher möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß das fossilifere Karbon des Gebietes von Dobšíná als Litoralprodukt faziell anders ausgebildet sein muß als das Karbon von Lubeník–Ochtiná u. a., wo sich bereits in der gleichen Zeit bei größerer Vertiefung des

Meeres geschichtete und von Diabasergüssen (Initialvulkanismus) begleitete Kalke absetzen.

Noch weiter nordwärts (Rudňany und weiter) klingt diese Transgression völlig aus und die Karbonentwicklung wird bereits kontinental. Eine Vorstellung der stratigraphischen Korrelation aller Einheiten im Rahmen der Lubeníker Serie und die Faziesbeziehungen wird auf der beigefügten Tabelle (siehe S. 46) übermittelt.

Die erwähnten Ausführungen bestätigen, daß die Transgressionen des oberkarbonischen Meeres sowie auch später des permischen Meeres im Gebiet der Karpaten, Alpen und Balkan von Süden aus dem Gebiet des jungpaläozoischen Mittelmeeres der Tethys stattfanden. Die große Übereinstimmung der Fauna mit jener aus Oberschlesien und Osteuropa deutet auf eine Kommunikation aller dieser Gebiete, allerdings nicht auf eine direkte Verbindung, sondern auf dem Umweg über die erwähnte Tethys. Die Beziehungen mit Westeuropa sind weit geringer (siehe G. R a k u s z, 1932).

Während der Hebung und Faltenbildung des oberschlesischen Gebietes scheint es zur Inundation der südlicheren Teile und zur fortschreitenden Transgression am Ende von Namur und zu Beginn von Westfal gekommen zu sein. Vielleicht aus Gründen der Konfiguration und örtlicher Unebenheiten (das Gebiet von Dobšíná ist vom Lubeník—Jelšava-er Gebiet bloß 20 km entfernt) hat die Transgression das Lubeník—Jelšavaer Gebiet früher erfaßt (Südwesten und Süden des Zips-Gömörer Erzgebirges) und in die Umgebung von Dobšíná im Norden ist sie erst im Laufe von Westfal vorgedrungen (zu Beginn von Westfal B laut paläontologischer Funde). Weiter gegen Osten (Rudňaner Gebiet) ist sie nicht mehr vorgestossen und die Sedimentation hat sich hier nur auf kontinentale, durch Bewegungen der Erdkruste und durch eine verstärkte Denudation und Erosion hervorgerufene Ablagerung beschränkt.

Die geographische Lage, die Beschaffenheit und faunistische Besonderheiten und Beziehungen des Oberschlesischen (Ostsudetischen) Steinkohlenbeckens machen es unwahrscheinlich, daß dieses Becken völlig isoliert und ohne eine direkte Verbindung gewesen wäre. Jedoch diese direkte Verbindung mit Osteuropa und der Tethys ist mehr als unwahrscheinlich. Eher annehmbar ist die Vorstellung einer paläogeographischen Verbindung des Oberschlesischen Beckens mit der Tethys in einem Bogen über die Karpaten und den Balkan-ungarischen Raum. In diesem Raum vollzogen sich Regressionen und auch zeitweilige abermalige Transgressionen; eine von ihnen ist eben die zitierte Namur-westfalische Transgression im Raum von Zips-Gömör. In ähnlicher Weise zog sich das Meer bei der Regression von Norden gegen Süden zurück, wo stets eine vollständigere Folge ist, denn es ist hier ein marines Perm entwickelt (das Bükk Gebirge in Ungarn und nach neuesten Ergebnissen der südliche Teil der Gemeriden zwischen Jasov und Rožňava).

Stratigraphische Tabelle des slowakischen Oberkarbons

Stufe:		„Magnesit“- Entwicklung oder Entwicklung von Jelšava	Entwicklung von Dobšiná	Bindt-Rudňaner Entwicklung
Denu dation — Hi at ?				
Westfal C—D	Serie von Lubeník	dunkle Schiefer, Sandsteine und Anthracitlagen Konglomerate,	Sandsteine und Schiefer (auf der Basis vom Wechseln mariner und kontinen- taler Lagen)	Phyllite, Schiefer und Sandsteine mit Kon- glomerat-Einlagerun- gen
Westfal B		weiße oder gestreifte, geschichtete Kalksteine (vom Typus des Tuha- rer Marmors) mit Ein- lagerungen von Dia- bastuffen Schichten von Mar- kuška*	Schiefer und Einlage- rungen von Crinoiden- Kalken, höher umge- wandelte Ankeritlinsen auf der Basis von Konglomerat (Schichten von Dobšiná)***	dunkle Crinoidenkalk
Westfal A				Diskordanz (Hiat)
Namur B—C		Dunkle Schiefer bis Phylliten mit Magne- sitlinsen mit Kalk- stein- und Dolomiten- Einlagerungen (Schichten von Ochtiná**)	* Der Stratotypus der Schichten von Mar- kuška ist das Profil zwischen Ochtiná und Markuška. Diese hellen kristallinen Kalk- steine mit Diabastuffen liegen unmittelbar auf der Magnesitschichte vom Karbon, d. i. auf den Ochtinaer Schichten. ** Der Stratotypus der Schichten von Ochtiná ist das in dem bekannten Ochtinaer Magnesitsteinbruch aufgeschlossene Profil, etwa 600 m von der Haltestelle. *** Der Stratotypus der Schichten von Dobšiná ist das von der Vlčia dolina (Wolfs- grube) bei Dobšiná bis zur alten Grube Mi- chaeli verlaufende stratigraphische Profil, das die Rakus'schen Horizonte α bis δ ein- schließt. Die jüngeren Rakus'schen Ho- rizonte ε und ζ gehören bereits höheren pa- ralischen Schichten an.	
?		Sandstein, Arkosen, Quarziten mit Konglomerat- Einlagerungen		
		Diskordanz (Hiat)		

Diese gegenseitige Verbindung wird umso deutlicher, wenn wir das erwiesene Vorkommen von Namur A auf der Balkanhalbinsel nennen, vor allem im bulgarischen und kroatischen oberen Paläozoikum. Namur A wurde neustens in Bulgarien (im nördlich von Sofia liegenden Karbon) durch den Fund von *Goniatiten* der *Eumorphoceras*-Gruppe erwiesen (einer von uns — A. P ř i b y l bestimmte sie für den bulgarischen Geologen Ch r, S p a s o v). In Kroatien zeichnet sich Namur A durch die Anwesenheit des Trilobiten *Paladin mucronatus* (M c C o y) aus, der von Dr. V. S i m i ć (1938) bei Lika auf dem Pilarberg gefunden wurde. V. S i m i ć gelang es damals nicht diesen charakteristischen Trilobiten näher zu bestimmen und bezeichnete ihn daher in seiner Arbeit als *Phillipsia* sp. div. (vergl. S i m i ć, Tafel XVII, Fig. 1—8). * Das Vorhandensein von Ablagerungen dieses Alters (Namur) ist auch in den Krainer Alpen zu erwarten.

Aus der übermittelten Übersicht ersehen wir, daß zwischen dem slowakischen Oberkarbon und der Tethys eine gegenseitige Verbindung bestand und daß eben aus Süden marine Transgressionen Namur-westfalischen Alters erfolgten.

Natürlich werden weitere eingehende Forschungen der slowakischen Karbonfauna mehr Licht in die paläogeographischen und faunistischen Wechselbeziehungen bringen, vor allem zwischen der slowakischen Karbonfauna einerseits und der russischen, ungarischen, beziehungsweise balkanischen und westeuropäischen Fauna anderseits. Eine genaue Bearbeitung der ganzen slowakischen oberkarbonischen Fauna bereiten wir für eine spätere Zeit vor.

Alte und neue Benennung der Trilobiten des Slowakischen Karbons

Neue Bezeichnung:	Alte Bezeichnung:
<i>Cyrtoproetus dobsinensis</i> (Illés, 1902)	<i>Griffithides dobsinensis</i> Illés
<i>Phillipsia margaritifera</i> Roemer, 1870	<i>Phillipsia margaritifera</i> Roem.
<i>Griffithides (Bollandia) rozlozsniki</i> Rakusz, 1932	<i>Griffithides rozlozsniki</i> Rak.
<i>Paladin eichwaldi</i> (Fischer, 1825)	<i>Asaphus eichwaldi</i> Fisch.
<i>Paladin eichwaldi</i> (Fischer, 1825)	<i>Phillipsia eichwaldi</i> auct.
<i>Paladin eichwaldi</i> (Fischer, 1825)	<i>Phillipsia (Griffithides ?) eichwaldi</i> Weber, 1937
<i>Paladin eichwaldi</i> (Fischer, 1825)	<i>Weberides eichwaldi</i> Reed, 1942 et 1943
<i>Cummingella</i> sp. aff. <i>balladoolensis</i> Reed, 1942 .	<i>Griffithides</i> cf. <i>minor</i> Frech, 1906
<i>Cummingella</i> sp. aff. <i>balladoolensis</i> Reed, 1942 .	<i>Griffithides</i> (?) aff. <i>minor</i> Rakusz, 1932

* Z. Schr é t e r (1948) empfiehlt, diesen S i m i ć'schen kroatischen Trilobiten als n. sp. unter dem Namen *Pseudophillipsia croatica* zu bezeichnen. Die Bezeichnung (*croatica*) ist nur ein Synonym von *Paladin mucronatus* (M c C o y, 1844).

TAFELERKLÄRUNGEN

Tafel I

- Abb. 1—2. *Cummingella* sp. aff. *balladoolensis* Reed. Dobšiná. Südwestfuß von Brezinky (Birkeln). Dobšinaer Schichten, Horizont γ , Westfal B. Abb. 1—ein relativ gut erhaltenes Pygidium eines kleinen Exemplares; Abb. 2 — Pygidium eines anderen, größeren Exemplares mit einigen Rumpfgliedern. Abb. 1 ist 5.5 fach (X) vergr; Abb. 2 : 5.5 X.
- Abb. 3—4. *Cyrtoproetus dobšinensis* (Illés). Dobšiná, bei dem nach Brezinky (Birkeln) führenden Weg. Dobšinaer Schichten, Horizont γ mit *Trigonogastrioceras nopcsai*; Westfal B. Ein unvollständiges, aber schön erhaltenes Pygidium mit der linken Rumpfhälfte. Abb. 3 — Ansicht des dorsalen Panzerteiles; Abb. 4 — Dasselbe Exemplar von der Seitenansicht. Das abgebildete Exemplar ist der von W. Illés (1902) als Textfigur a—b auf S. 352 und 409 abgebildete Holotypus. Abb. 3 ist 10X, Abb. 4: 8X vergr.

Tafel II

- Abb. 1.—5. *Phillipsia margaritifera* Roemer. Steinbruch nördlich von Ochtiná bei Rožňava, Slowakei. Ochtinaer Schichten (Namur B—C) in zwischen zwei Magnesitlagen gelegener Schiefer. Abb. 1 ist ein Guttaperchaabdruck vom Negativ einer gut erhaltenen Glabella mit Nackenring; Abb. 2 — Kopf eines anderen Exemplares mit einem Rumpfteil; Abb. 3 — Kopf eines anderen Exemplares, Ansicht etwas mehr von vorne; Abb. 4 — Teil einer Glabella mit linker Wange; Abb. 5 — Kopf eines weiteren, gut erhaltenen Exemplares. Abb. 1 ist 6.0 X, Abb. 2—5 sind 4.5—5.0 vergr.

Tafel III

- Abb. 1—2. *Phillipsia margaritifera* Roemer. Ochtiná, Steinbruch nördlich der Ortschaft. Ochtinaer Schichten (Namur B—C). Auf den Abbildungen ist ein Exemplar (Pygidium mit sechs Rumpfgliedern) im Negativ erhalten (Abb. 1) und im Positiv (Abb. 2). 6.0 X vergr.

Tafel IV

- Abb. 1. Schieferplatte mit reicher Trilobiten — und anderer Oberkarbonischer Fauna; auf der Schieferplatte überwiegen Bruchstücke (von Pygidien und Köpfen) von Vertretern der Art *Phillipsia margaritifera* Roem. Ochtiná bei Rožňava, Steinbruch nördlich des Ortes. Ochtinaer Schichten (Namur). 4.5 X vergr.

Tafel V

- Abb. 1—2. *Phillipsia margaritifera* Roem. Ochtiná bei Rožňava; Ochtinaer Schichten. Abb. 1 — ein nahezu vollständiges Exemplar mit beschädigtem Kopf und linkem Rumpfteil. Abb. 2 — ein weiteres, fest vollständiges Exemplar, etwas verzerrt. Beide Abb. sind 6.0 X vergr.

Tafel VI

- Abb. 1—3. *Griffithides (Bollandia) rozlozsniki* Rakusz. Dobšiná in der Slowakei. Dobšinaer Schichten (Westfal B). Abb. 1—2 stellen den von G. Rakusz, 1932, auf Taf. VI, Fig. 26 abgebildeten Syntypus dar (Positiv und Negativ) — Kopf mit Rumpfteil. Dieses Exemplar stammt aus dem Steinbruch bei den alten städtischen Hochöfen (laut Rakusz und alten Bergleuten), und befindet sich in schwarzgrauem bis

schwarzem mäßig metamorphem Schiefer. Abb. 3 ist ein von uns hier abgebildeter Lektotypus (siehe G. Rakusz, 1932, Taf. VI, Fig. 24), aus dem nordwestlich der Stadt gelegenen Jerusalemberg (alter Bergleute). 4.0 × verg.

Tafel VII

- Abb. 1A. *Paladin eichwaldi* (Fischer). Eine Schieferplatte mit verschiedenen Rumpfteilen dieser bedeutenden Art (Kopf, Pygidien und Rumpfteilen). Ochtiná bei Rožňava; Ochtinaer Schichten (Namur B—C).
- Abb. 1B. *Phillipsia margaritifera* Roem. auf demselben Schieferstück wie Abb. 1A. 3.0 × vergr.

Tafel VIII

- Abb. 1A. *Paladin eichwaldi* (Fischer). Ein fast vollständiger Kopf mit gut erhaltenen palpebralen Lappen und Augennetz (Linsen).
- Abb. 1B. *Phillipsia margaritifera* Roem. Gut erhaltenes Pygidium. Ochtiná bei Rožňava, Steinbruch nördlich der Ortschaft; Ochtinaer Schichten, Namur B—C. 5.0 × vergr.

Tafel IX

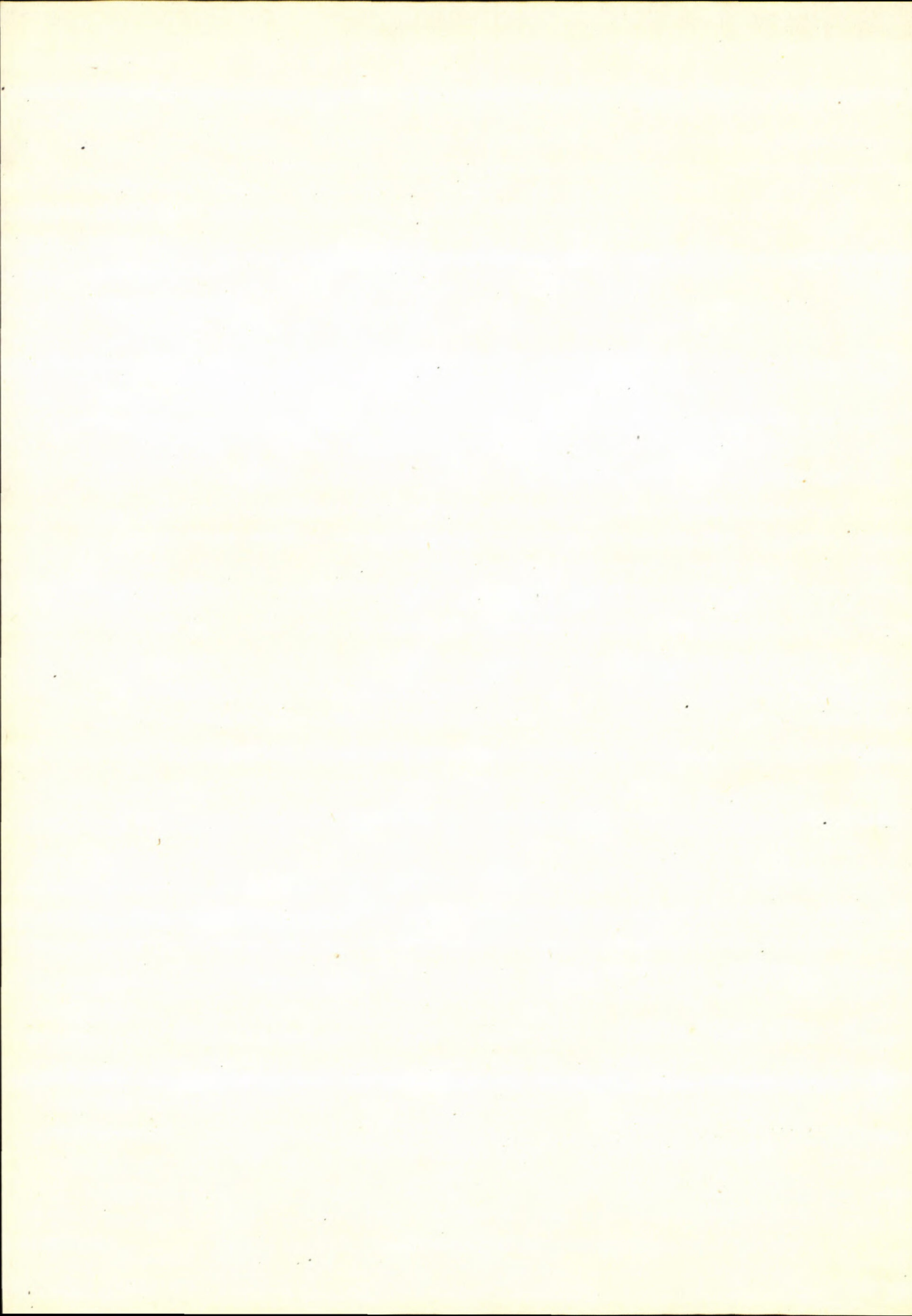
- Abb. 1—4. *Paladin eichwaldi* (Fischer). Ochtiná bei Rožňava, Magnesit-Steinbruch nördlich der Ortschaft, im Schiefer zwischen zwei Magnesitstreifen (Lagen). Ochtinaer Schichten. Abb. 1—2: ein Negativ und Positiv desselben Pygidiums; Abb. 3 ein anderes Pygidium; Abb. 4: Pygidium eines weiteren Exemplares mit Rumpfteil und Kopf. Abb. 1—4 sind 5.5 vergr.

Tafel X

- Abb. 1—2. *Paladin eichwaldi* (Fischer). Bükk-Gebirge, Ungarn. Unterstefan? (= ? Westfal B). Beide Pygidien (von den das auf Abb. 2 glanzend erhalten ist) wurden von Z. Schrétér (1948) auf Textfigur 1 und 3 abgebildet. Abb. 1 ist 8.7 × vergr., Abb. 2—9 ×.

Die Originale dieser oberkarbonischen Trilobiten (mit Ausnahme zweier ungarischen Exemplare) befinden sich in den Sammlungen des *Geologischen Institutes Dionys Štúr* in Bratislava, wohin sie von uns gewidmet wurden.

Sämtliche Photographien: Dr. Bedřich Bouček.



JÁN ILAVSKÝ — JURAJ MROZEK

GOTLANDSKÉ (?) DOLOMITY A ICH VZŤAHY K PYRITOVÉMU ZRUDNENIU V SMOLNÍKU

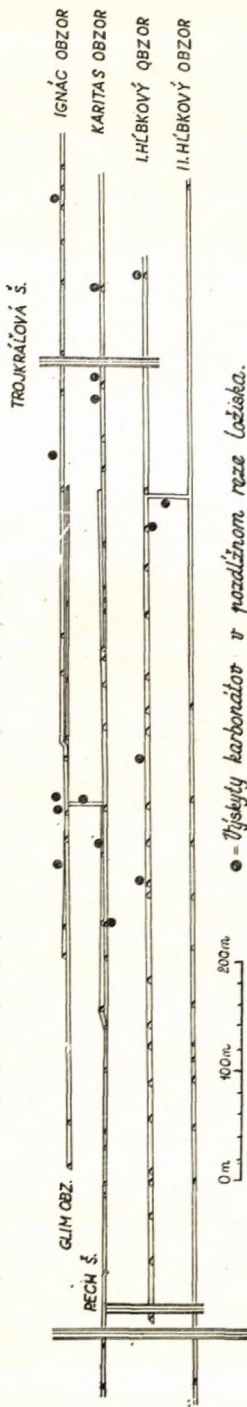
(*Nemecké resumé*)

Výskyty vápencov v staršom paleozoiku gemeríd boli v poslednom desaťročí zistené počas detailných mapovacích prác na mnohých lokalitách (porovnaj F u s á n — K a m e n i c k ý — K u t h a n, 1952; F u s á n — M á š k a — Z o u b e k, 1954; F u s á n, 1956; A n d r u s o v, 1953). Na základe ich rozšírenia a geologickej pozície v horninách paleozoika bol charakterizovaný tzv. gotland gelnickej série, alebo organogénne súvrstvie v rozličných miestach Spišsko-gemeriského rudohoria.

Ku gotlandským pruhom, charakterizovaným celkovým faciálno-litologickým vývinom a vápencami, pričlenil I l a v s k ý (1955) aj územie okolia Smolníka.

Vápence z priestoru ťažobného závodu v Smolníku spomína prvý raz D. Š t ú r (1868), a to z cesty do závodu na amalgamáciu, teda bezprostredne z priestoru ťažobného ložiska, a to z jeho povrchových partií. Okrem tohto výskytu sa neskôr nezistili žiadne náleziská karbonátových hornín ani na povrchu ani v banských priestoroch závodu.

Až detailné mapovania a podrobná geologická dokumentácia novo sprístupňovaných banských priestorov ťažobného závodu, ktoré v rokoch 1951—1953 vykonával I. Č i l l í k, ukázali, že rozšírenie karbonátových polôh na pyritovom ložisku v Smolníku je väčšie, než sa predtým predpokladalo. Počas detailných geologicko-mapovacích prác v okolí Smolníka poukázal na to už I l a v s k ý (1956) a podľa niekoľkých odkryvov a malého počtu vzoriek z pyritových rúd vyslovil predpoklad, že pyritové telesá liatych kýzov mohli vzniknúť metasomaticky. Súdiť sa tak aj z toho, že na vtedy známych a študovaných miestach sa zistili veľmi úzke vzťahy medzi lavicami pyritu liateho i impregnačného a na niektorých miestach sa našli vzorky, v ktorých pyritové zrná a zhluky sú obklopené masou karbonátov, čo zaznamenal už predtým J. B e ň o (1953).



● = Vyskyty karbonátov v pozdĺžnom reze ložiska.

Obr. 1. Pozdĺžny prierez ložiskom Smolník.

Ťažobné a prieskumné práce na východnom i západnom úseku ložiska i do hĺbky ukázali, že rozšírenie karbonátových polôh v smolníckom gotlande (?) je veľké a vidno to i na pripojenom schematickom náčrte banských diel v pozdĺžnom reze.

Karbonátové polohy vystupujú vo východnej i strednej časti ložiska na všetkých doteraz prístupných horizontoch od povrchu ložiska až po tretí obzor, teda všade tam, kde je rozšírené aj pyritové zrudnenie.

Geologickú pozíciu karbonátových polôh charakterizujú lavičky 5–30 cm mocné, uložené súhlasne s okolnými horninami. Dĺžka lavíc karbonátov sa mení (od niekoľkých metrov až do pár desiatok metrov). Lavice sú buď ojedinelé, alebo sú nahromadené v určitom profile, takže celkový tvar karbonátov má potom podobu väčšieho plastevného, šošovkovitého telesa, teda tvar podobný veľkým šošovkám pôvodných liatych pyritov, ktoré boli už vyťažené. Táto okolnosť viedla okrem iného tiež k pôvodnému predpokladu o metasomatickom vzniku veľkých pyritových telies.

Vnútrorná štruktúra lavíc karbonátov sa vyznačuje častým zošošovkovaním pôvodnej vrstvy karbonátu, ovšem v tom zmysle, že sa celková mocnosť lavice nemení, alebo je len slabo undulovaná na vrstevných plochách. Pôvodná lavica karbonátov má charakter husto na seba nakopených šošoviek, oddelených od seba často povlakmi, alebo až zrkadlami okolných hornín, resp. grafitu a chloritu, ktorý je primárne rozptýlený v karbonátoch.

Karbonátové lavice a polohy susedia so šedozeleňými až tmavozelenými chloritickými fylitmi, výrazne bridličnatými, avšak s nerozoznateľnou vrstvitosťou, ktorú predpokladáme iba z priebehu samotných lavíc, alebo z náznakov slabého zvrstvenia, blízko styčných plôch so svetlošedými sericitickými fylitmi, príp. inými horninami, do ktorých chloritické fylity prechádzajú občas pozvoľne, akoby faciálne. Najčastejšie sú však karbonátové lavice uložené v mase chloritických fylitov.

Chloritické fylity pyritového ložiska majú veľmi úzke vzťahy ku zrnitejším varietám hornín, ktoré sa predtým považovali za porfyroidy. Niektoré petrografické rozborý týchto hornín však ukazujú, že tu môže ísť o bázickejšie diferenciáty, blízke diabázporfýritom a ich tufitom. Makroštruktúrne a mikrotextrúrne štúdiá ukazujú medzi týmito diabázporfýritovými polohami a chloritickými fylitmi pozvoľné laterálne prechody (faciálne).

Makrotextrúry pyritových impregnácií a lavíc i polôh liatych pyritov majú úzke vzťahy aj k telesám, resp. polohám chloritických fylitov na ložisku, čo nás vedie k názoru, že chloritické horniny smolnického pyritového ložiska s polohami karbonátov, pyritových impregnácií typu glimm a grocyn i s polohami liatych pyritov predstavujú komplex podmorských efuzív bázických ofiolitov diabáz-porfýroidového až diabázového zloženia, ktoré sa miešali so súčasne sedimentovaným pelitickým materiálom. Geneticky potom typ pyritového zrudnenia odpovedá najpravdepodobnejšie efuzívno-sedimentárnemu spôsobu vzniku, závislému od súčasného vulkanizmu. Faciálno-litologické, štruktúrno-texturálne a mineralogicko-paragenetické pomery pyritového zrudnenia a celého komplexu hornín pri Smolníku odpovedajú typu kýzových ložísk stredného Uralu, ktoré opísali A. N. Zavarickij (1940), T. N. Šadlunová atď., alebo pyritovým ložiskám pri Pezínku v Malých Karpatoch (St. Polák, 1956; B. C a m b e l, 1956).

Aj vzťah obzoru „chloritických fylitov“, resp. diabázporfýritových, či diabázových tufitov k laviciam karbonátov je veľmi úzky. Okraje lavíc karbonátov nie sú často voči okolnej chloritickej mase ostré, ale pozvoľné. Obsah chloritu v karbonátoch, hlavne v tenších polohách je taký veľký, že petrograficky možno horninu označiť ako nečistý chloritický karbonát. Ale aj mocnejšie lavice karbonátov majú väčšiu-menšiu prímes chloritu v podobe jemnej pigmentácie. Na základe týchto geologicko-štruktúrnych a petrografických vzťahov možno pripustiť, že karbonáty nie sú len čisto organogénneho pôvodu, ale že ich vznik možno hľadať aj v bázických vulkanitoch, ako predpokladal už skôr L. K a m e n i c k ý (s M a r k o v o u, 1956), pre vápence vo fylito-diabázovej sérii (rakoveckej).

Za úzku spätosť karbonátov s diabázovými vulkanitmi hovorí aj ich chemizmus, preverený už skôr (I l a v s k ý, 1956) i novšími chemickými analýzami, podľa ktorých zloženie karbonátov odpovedá dolomitu až ankeritu, a nie vápencu. Obsah Mg a Fe je teda tiež závislý od bázického vulkanizmu a vedľa vulkanogénneho Ca vplýval podstatne na zloženie karbonátových polôh.

Poukážeme ešte na niektoré petrografické zvláštnosti študovaných karbonátov. Štruktúry pôvodných karbonátov sú jemnozrné až strednozrné, textúry masívne, iba za prítomnosti väčších prímies chloritu sú vrstvité. Zrná dolomitu bývajú izometrické, hnedasté, dosť idiomorfne s charakteristickými štiepnymi trhlinkami. Takéto bývajú hlavne uprostred lavíc.

Okraje lavíc karbonátov odpovedajú metasomatickým, rekryštalizačným zónam, do ktorých bolo vnesené menšie množstvo Mg a Fe roztokov. Štruktúra týchto

častí je hrubozrnná, jedince ankeritu a dolomitu sú veľké až niekoľko centimetrov, ich tvar býva izometrický, avšak obmedzenie (na rozdiel od pôvodných lavíc) je skoro vždy nepravidelné, lalokovité, zubovité, prípadne i rozplývavé. Celkove je štruktúra vo výbruse mozaiková a veľmi pripomína metasomatické procesy a zjavy rekryštalizácie v zmysle F. Angela-Trojera (1953).

Osobitný typ súčasných, alebo mladších rekryštalizačných procesov v laviciach karbonátov predstavujú hrubozrnné, žlté ankerity žilného typu, aké poznáme skoro zo všetkých žíl v Rudohorí. Tvoria nepravidelné zhluky, žilky v laviciach karbonátov, hlavne na ich okrajoch, alebo aj na trhlinách a puklinách v najbližšom okolí bočných hornín. Takýto „žilný“ typ ankeritu vyplňa občas celú pôvodnú lavicu karbonátu a pôsobí dojmom ložnej žily. Z laterálnych prechodov takéhoto „žilného“ ankeritu do stredno až jemnozrnného dolomitu v tej istej lavici však vidno, že ide len o rekryštalizáciu na mieste so slabým prínosom Mg a Fe (najpravdepodobnejšie z okolitých chloritických hornín pri metamorfóze), a nie o hypogénnu, hydrotermálnu žilu ankeritu.

*

Vzťah impregnačných alebo liatych pyritov k laviciam karbonátov pomáha nám riešiť niektoré genetické otázky, preto sa o ňom v krátkosti zmienime. Rozšírenie karbonátových polôh na ložisku pyritu v Smolníku, ako sme ho znázornili na vyobrazení má rovnaký priestorový vzťah ku chloritickým fylitom, či epitufitom karbonátov.

Lavice sú v nich uložené obyčajne v strede. Pyritové zrudnenie nemá však voči karbonátom na rozličných miestach rovnaký a jednoznačný priestorový a paragenetický vzťah. Na niektorých poruboch (Karitas, východ. porub č. 9) bývajú lavice karbonátov na určitom úseku v chloritických fylitoch (epitufitoch) a pyrit v podobe impregnácie typu glimm rozptýlené v tom istom profile. V chloritických fylitoch medzi lavicami karbonátov bývajú občas aj lavičky liateho pyritu. V smere vrstvovitosti sa na vzdialenosti niekoľkých metrov (až desať metrov) mení obsah celého súvrstvia a masa chloritických fylitov má už len lavice liatych pyritov, zatiaľ čo karbonáty sa medzitým pozvoľne vyklinili a miesto nich sa vytvorili lavičky liatych pyritov.

Na porube č. 16 (Karitas západ) je pyritové zrudnenie typu liatych pyritov v podobe lavičiek v chloriticko-sericitických fylitoch a nikde v blízkosti nevidno karbonáty.

Na štôlni Mier východ je na určitom úseku mohutnejší pruh karbonátov bez zrudnenia, a len ďalej na východ alebo aj na západ, v jeho smernom pokračovaní pristupuje pyritové zrudnenie typu glimm a grocyn (porovnaj obrázok a text I l a v s k ý, 1956).

Naproti tomu rudný materiál zo štôlni Ignác vo východnej časti ložiska má

průžky liateho pyritu, alebo pyritové zrná o hustote glimmu aj grocynu, ktoré sú obklopené masou karbonátov ankeritového, až sideritového zloženia.

Pri týchto typických makroštruktúrnych vzťahoch medzi pyritovými a karbonátovými polohami na rozličných miestach, bývajú medzi pyritom a dolomitom rôzne paragenetické vzťahy. Podľa výbrusového a nábrusového materiálu mávajú pyritové zrná skoro vždy idiomorfný vývin a tvar štvorca alebo obdĺžnika. Sú kryštalizačne staršie ako dolomit. Takýto vývin je najčastejší tam, kde je viac chloritickej prímеси.

V laviciach karbonátu sú často ako glimm až grocyn nahromadené zaoblené i zagulatené zrná pyritu izometrických tvarov, ktorých okraje sú nerovné, akoby rezorbované dolomitom; dolomit okolo nich je sfarbený do hnedá oxydmi Fe až drobučkými zrníčkami pyritu; ide zrejme o vplyv metasomatózy, alebo o dôkaz súčasného vylučovania a kryštalizácie pyritu a karbonátov, prípadne metakryštov pyritu.

Naopak, masa dolomitu býva niekedy zatlačovaná pyritom a chloritom, takže sa zdá mladšia ako materiál lavičiek karbonátov.

Z týchto rôznych paragenetických vzťahov vyplýva, že procesy genézy a zmien na ložisku sú veľmi zložité. Od prvotného vzniku pyritov prešlo na ložisku niekoľko fáz metamorfných pochodov a niekoľko po sebe nasledujúcich zrudňovacích procesov rázu hypogénneho.

Aj pri tejto zložitosti možno predpokladať, že karbonáty i pyrity sú najpravdepodobnejšie závislé od bážického efuzívneho podmorského vulkanizmu v gotlande (?) a striedajú sa na ložisku nepravidelne v smere i hĺbke. Zložitost mladších mineralizačných procesov, z ktorých boli niektoré rázu hypogénneho a niektoré len rázu menších preskupení a rekryštalizácie (v súvisе s mladšími metamorfnými procesmi: varískymi a alpínskymi), zakryla do značnej miery prvotný charakter pyritového zrudnenia a jeho primárny vzťah ku karbonátom.

Bude vecou ďalšieho výskumu, hlavne štruktúrno-geologického, geochemického a petrografického, aby sa otázka genézy smolnickeho pyritového zrudnenia ešte viac vyjasnila. V nemalej miere pomôže pri tom odvodnenie, sprístupnenie a rozfáranie nižších, dosiaľ zatopených obzorov ložiska a nové hlbinné vrty, ktoré majú podvrtať ložisko v hĺbkach 800—1000 metrov.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

Železovorudné bane, n. p., závod Smolník

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1953: Vápence a bážické vyvreliny v palozoiku Západných Karpát. Geolog. sbor., R. IV, č. 3—4. Bratislava. — [2] Angel F. — Trojer F., 1953: Der Aufbau der Spatmagnesitmetasomatose. Radex Rundschau, H. 7—8. Radenthein. — [3] Beňo J., 1953:

Mineralogicko-paragenetické štúdiá na pyritovom ložisku v Smolníku. Rukopis VSRP, Spišská Nová Ves. — [4] Cambel B., 1956: Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch. Geologické práce, Zprávy 9. Bratislava. — [5] Čillík I., 1953: Výpočet zásob. Pyrit-Smolník. Rukopis VSRP, Spišská Nová Ves. — [6] Fusán — Kamenický — Kuthan: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. sbor., R. IV, č. 1—2, 1953. Bratislava. — [7] Fusán — Máška — Zoubek, 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geolog. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [8] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. Geolog. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [9] Ilavský J., 1956: Geológia a genéza pyritového ložiska Smolník: Geolog. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [10] Ilavský J., 1956: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [11] Kamenický L. — Marková M., 1956: Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylitdiabázovej série v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 5. Bratislava. — [12] Polák St., 1956: Relikty intrastratifikačných korugácií v metamorfovaných pezinských pyritových zrudneniach. Geolog. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [13] Salop L. I., 1954: Metamorfizm rudnych mineralov v pyritizovanych toliščach severnoj časti bajkalskoj gornoj oblasti. Izvest. Akad. nauk SSSR, Ser. geol. No 1. — [14] Šadlun T. N., 1951: Ob osobennostiach strojenija kolčedannych rud nekotorych mestoroždenij Altaja. Izvest. Akad. Nauk, ser. geol. No 5. Moskva. — [15] Šadlun T. N., 1959: Nekotoryje zakonomernosti projavlenija metamorfizma v bogatych pyritom svincovo-cinkovych rudach Tekelijского mestoroždenija. Geologia rud, mestorožd. No 5. Akad. nauk SSSR. Moskva. — [16] Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrb. d. Geol. R. A. XIX, Wien. — [17] Zavarickij A. N., 1941: Nekotoryje osnovnyje voprosy geologii Urala. Ivest. A. N. SSSR, ser. geol. No 3. Moskva.

JÁN ILAVSKÝ—JURAJ MROZEK

GOTLANDISCHE (?) DOLOMITE UND IHRE BEZIEHUNGEN ZU DER PYRITISCHEN VERERZUNG IM SMOLNÍK

Die Autoren weisen auf die bedeutende Verbreitung der karbonischen Lagen im sog. Gottlandium im Raum der Pyritlagerstätte im Smolník hin, was auch auf der graphischen Beilage im Originaltext veranschaulicht wird. Die Ausdehnung dieser karbonatischen Lagen in diesen Horizonten war in so einem Masse unbekannt. Die karbonatischen Bänke und Lagen kleiner Umfänge sind in den chloritischen Gesteinen entwickelt, die man auf Grund der strukturell geologischen und petrographischen Verhältnisse als metamorphierte diabas-porphyratische Tuffite betrachten kann. Räumlich nahe den Karbonaten, oder auch in ihnen liegen auch Pyrite, wobei die sukzessiven Beziehungen zwischen ihnen vieldeutig zu sein pflegen.

Die Autoren sprechen die Ansicht aus, dass die Karbonate und die pyritische Vererzung Produkte des basischen effusiven Vulkanismus sind, der heutzutage den Charakter chloritischer Gesteine — der Epituffite besitzt. Zwischen den Karbonaten und dem Pyrit pflegen auch auf die Metasomatose hinweisende Beziehungen zu sein, was jedoch keine allgemeine Erscheinung auf der Lagerstätte zu sein pflegt. Die primäre Entstehung der Lagerstätte ist höchstwahrscheinlich effusiv-sedimentär (Lahn-Dill), später wurde die Lagerstätte von den metamorphen Prozessen betroffen und auf die Lagerstätte lagerten sich jüngere hydrothermale Phasen (variszische, bzw. auch alpidische) der Kupfervererzung ab. Infolge der jüngeren metamorphen und Vererzungsprozesse kam es zur Rekrystallisation und zu kleineren Umgruppierungen des Pyrits in der Lagerstätte und auch ausserhalb ihr.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JÁN ILAVSKÝ—ANTONÍN GREŇÁR

KU GEOLÓGII A MINERALÓGII NIEKTORÝCH OLOVENO-ZINKOVÝCH RÚD V PONTIDÁCH (SEVERNÉ TURECKO)

(*Francúzske resumé, tab. XVII—XXII*)

V roku 1957 bol jeden z nás (J. I.) v Turecku a orientačne preštudoval v rôznych rajónoch pontid pozdĺž Čierneho mora viaceré lokality oloveno-zinkových rúd. Pri tejto príležitosti priniesol z niektorých výskytov vzorkový materiál, ktorý v mnohom pripomína niektoré lokality obdobného vývinu u nás v centrálnych Západných Karpatoch. Mineralogicko-paragenetický výskum a rozbor geologicko-štruktúrnych pomerov niektorých rajónov pontid môže v určitom zmysle poslúžiť pre metalogenetické porovnávacie štúdie v Západných Karpatoch, a preto výsledky tohto štúdia zverejňujeme. Takéto porovnanie javí sa nám tým viac osožným, že Turecko leží vo východnom pokračovaní alpsko-karpatského oblúka, ktorý pokračuje cez Balkánsky polostrov do Malej Ázie.

I. Vzťahy geologickej stavby a metalogénnych provincií Malej Ázie k alpsko-karpatskej sústave Európy

Polostrov Malej Ázie budujú geologické tektonické jednotky, ktoré sem pokračujú z Karpát a pohoria Balkán na severe a z dinarid na juhu. Na území Malej Ázie sa tieto pásma k sebe približujú a vytvárajú v pomerne úzkom pruhu sústavu tektonických jednotiek, ktoré sa paralelizovali s Balkánskym polostrovom z rôznych hľadísk (Stille, Petrascheck, Vendl, Bončev).

V poslednom desaťročí bola zostavená z maloázijského polostrova nová geologická mapa v mierke 1:800.000 na ôsmich listoch, ktorá je súhrnom veľkého množstva detailných prác geológov nemeckých, francúzskych, menej anglických a talianskych, ktoré boli opublikované od konca 18. storočia, hlavne v Nemecku a Francúzsku i Anglicku. Na základe tejto mapy podal švajčiarsky geológ M. M. Blumenthal (1946) návrh na rozdelenie tektonických pásiem územia Malej Ázie, ktoré sú v podstate predĺžením tektonických pásiem strednej Európy a Balkánskeho polostrova.

Syntézu o stratigrafii a hydrogeológii urobil Francúz R. Furon (1953),

a o nerastných ložiskách a metalogenéze koncipovali všeobecné závery Nemci W. E. Petrascheck (1954—55) a A. Helke (1955).

Okrem týchto syntetických prác pochádzajú významné, detailné i monografické práce o geológii a nerastných ložiskách Turecka od Arniho, Salomon-Calviho, Péréjasa, Blumenthala, Chaputa, Trompa, Lahna, Schlossera, Kossmata, Philipsona, Doeltera, Beyschlaga, Granigga, Schumachera a Festera.

V poslednom desaťročí vyrastá na tureckých vysokých školách v Istambule a v geologickom ústave v Ankare (MTA) generácia tureckých geológov, ktorí volia vlastné cesty pri tvorení koncepcií o geologickej stavbe a metalogenéze Malej Ázie. Sú to hlavne N. H. Pamir, Egeran (1946), I. Ketin (1956), Gökusu (1952), Ergunalp F. (1950) atď.

Podľa najnovších názorov vyznačuje sa územie Malej Ázie prítomnosťou týchto geologicko-tektonických jednotiek (od severu na juh):

- I. pontidy;
- II. anatolidy (v užšom zmysle);
anatolidy v širšom zmysle;
- III. centrálnno-anatolské medzihorie
- IV. tauridy;
- V. iranidy;
- VI. irakidy (v užšom zmysle)
arabská tabuľa v širšom zmysle.
- VII. Sýrsko-arabská tabuľa

Pre názornejšie osvetlenie tejto stavby budeme ju paralelizovať s Balkánskym polostrovom podľa Mazaroviča (1951), pričom krátko poukážeme na charakter vývinu jednotlivých zón.

Pontidy tvoria najsevernejšiu tektonickú jednotku na maloázijskom polostrove. Tiahne sa pozdĺž pobrežia Čierneho mora a je priamym pokračovaním subbalkánskej zóny a Karpát až severných Álp. Spoločným znakom so subbalkánskou zónou je mohutný vývin strednej a vrchnej kriedy v podobe bielych a ružových slieňov, ktoré sú rovnaké po celej dĺžke od Srbska, cez Bulharsko a severné Turecko až po hranice SSSR. Na sliene senónu sú viazané mangánové rudy. V tomto komplexe sa vyskytujú aj mohutné prúdy andezitov, ich tufov a tufitov, ktorých vývin trvá až do eocénu.

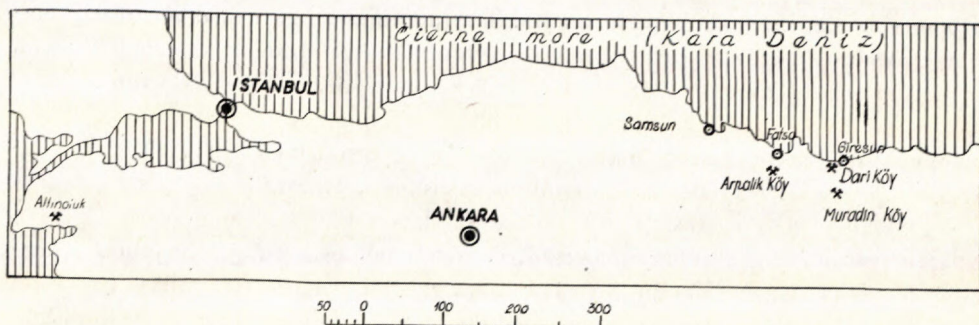
Mladšie ako andezity sú granodiority, kremité diority a syenity. Sú vrchnokriedového, alebo spodnopaleogénneho veku, kontaktne metamorfojú staršie vrstvy, medzi nimi i senónske andezity.

Ešte mladšie sú miocénne andezity východných pontíd v okolí Murgulu (Schneiderhöhn, 1955).

Pontidy na území Turecka sa líšia od subbalkánskej zóny v Juhoslávii a v Bulharsku tým, že laramické vrásnenie v pontidách bolo neskoršie ako na Balkáne.

Podľa Nowacka (1928) a Arniego (1931) prebehlo až v strednej kriede, preto vrchná krieda a eocén ležia v pontidách na starších prvkoch pokojnejšie. Intenzita vrásnenia bola slabšia. Naproti tomu v subbalkánskej zóne bolo lararické vrásnenie po senéne.

Okrem týchto hlavných útvarov vyskytujú sa v pontidách masívy epimetamorfovaného staršieho a mladšieho paleozoika, i triasu, ktoré sú vcelku veľmi podobné našim jadrovým pohoriam v Karpatoch.



Obr. 1 — Situačná skica ložísk Pb-Zn rúd v severnom Turecku.

Paphlagonická brázda (Nowack, 1928) je mohutná pozdĺžna poruchová zóna, dlhá 1400 km, ktorá oddeľuje v línii Marmarské more — Erzerum pontidy od južnejšej zóny anatolíd. Je to východné pokračovanie línie rieky Marice, ktorá oddeľuje subbalkánsku zónu od masívu Rhodop (Bončev, 1946). Línia sa vyznačuje veľmi silnou seizmicitou.

Anatolidy sa vyznačujú prítomnosťou veľkých más serpentinizovaných bazických paleozoických až mezozoických hornín. Anatolidy v užšom zmysle sú v podstate obalovými masami starých hercýnskych masívov. Tvorí ich morské, alpinotypné série triasu až jury, petrograficky i paleontologicky totožné s Alpami a Karpatmi. Ide o vápence, sliene, bridlice, kremence, rohovce a ofiolity.

Centrálno-anatolské masívy tvoria spolu s predošlými anatolidy v širšom zmysle. Odpovedajú na Balkánskom polostrove podľa Petraschecka vardarskej zóne a rhodopám. V zmysle Kobera, Stilleho a Mazaroviča sú to medzihoria (syneklízy), teda v stredoeurópskych pomeroch odpovedajú Panónskej tabuli medzi Karpatmi na severe (v Turecku pontidy) a dinaridám na juhu (v Turecku tauridy).

Centrálno-anatolské masívy na území Malej Ázie sú v podstate 3 (od západu na východ):

1. *mendereský masív*, zložený z kryštalických bridlíc (kata, mezo, epi) veku paleozoického. V staršej literatúre bol označený ako karykolydický masív. Je na pobreží Egejského mora;

2. *Sakaryja masív* v centrálnom Anatolsku je zložený z vyvrelín;

3. *kiršehirský masív* budujú tiež vyvreliny. V staršej literatúre sa označoval ako halyský masív.

Tauridy sú ďalšia, južnejšia, tektonická jednotka, obdobná pontidám. Obidve jednotky, pontidy i tauridy, boli vyvrásnené spoločne počas alpínskeho orogénu ako dva valy, obklopujúce od severu a juhu anatolidy. Tektonická jednotka taurid v Turecku odpovedá východohelénskej zóne a dinaridám na Balkánskom polostrove, až južným Alpám.

Faciálne zloženie taurid je veľmi podobné pontidám. Ide tiež o mohutné komplexy mezozoika, prerázaného granitmi, dioritmi a syenitmi vrchnokriedového až spodnopaleogénneho veku. Mezozoikum má väčšinou tiež vápencový vývin.

Iranidy sú ďalšou, južnejšou tektonickou jednotkou na území Malej Ázie. Sú vyvinuté len na malom úseku pobrežia Stredozemného mora v JV časti Turecka v pruhu od Iskenderonského zálivu smerom do Iránu.

Irakidy a arabská tabuľa predstavujú v širšom zmysle už *starý africko-arabský štít*. Irakidy sú okrajovou zónou tabule a ďalej na východ pokračujú do mezopotámskej okrajovej priehlbiny s veľkým bohatstvom nafty i na území Turecka (Urfa, Mardin). Vlastná arabská tabuľa je najjužnejšou tektonickou zónou, ktorá tlakmi z juhu zapríčinila v zmysle známych geotektonických schém vyvrásnenie alpínsko-himalájskej sústavy.

Mohutné pozdĺžne tektonické línie v Malej Ázii súvisia s veľmi živou seizmicitou, ktorá sa prejavuje najaktívnejšie v týchto zónach:

1. *severoanatolská — paphlagonická brázda*, dlhá 1400 km; 2. *zóna egejská*, široká, ale kratšia; 3. *zóna okolo sýrskej priehlbiny* a arabskej tabule; 4. *zóna arménska* okolo jazera Van.

Počas pobytu v Istambule v júni 1957 som zažil zemetrasenie druhého stupňa na severoanatolskej seismickej línii. Epicentrom zemetrasenia bolo mesto Bolu, dĺžka postihnutého pásma 1000 km.

Metalogenetické provincie

Rudné ložiská maloázijského polostrova boli exploatované už v dávnom staroveku. Po obsadení Malej Ázie Turkami baníctvo upadlo a nový rozmach nastal až v našom storočí.

Ložiská kovových nerastných surovín na území Malej Ázie vznikli v podstate v dvoch metalogénnych epochách: v staršej — *paleozoicko-mezozoickej* a v mladšej — *alpínskej (mezozoicko-terciérnej)*.

I. Do staršej metalogénnej epochy (paleozoickej) patria ložiská chromitových rúd, viazané na paleozoické, prípadne aj mezozoické ofiolity — bázičné vyvreliny, ktoré sú metamorfované do serpentinitov. Geneticky ide o magmatické vylúčeniny foriem plástových telies, šošoviek, šlírov až žilných telies.

Veľkosť ložísk býva značná, takže rudné zásoby jedného ložiska dosahujú niekoľko stotisíc ton. Mocnosť dobývaných ložísk býva 10 až 20 i viac metrov, dĺžka aj niekoľko sto metrov.

Chromity sa vyskytujú na území Turecka v troch ofiolitových provinciách (*Mineralnyje resursy zarubež. stran, 1949*):

1. *južná provincia* v Tauridách na juhu Turecka je najväčšia a má tri obvody: západný, stredný a východný. Najvýznamnejší z nich je východný v povodí horného Eufratu s najväčším chromitovým ložiskom v Turecku — Gulejman. V západnom obvode sú ložiská chromitov v okolí mesta Fetchie;

2. *centrálna provincia* je viazaná na západnú časť anatóliíd v širšom slova zmysle, blízko Egejského mora. Má veľa drobnejších ložísk, z ktorých najdôležitejšie sú Dagardi, Čanakkale, okolie Balikesiru, Eskişehiru a Bursy;

3. *severná provincia* nachádza sa v pontidách v blízkosti Čierneho mora, na S od Ankary a je najmenšia. Známa ložisková oblasť je pri meste Čankiri. Pri pochôdzkach okolo Turhal sme navštívili malé lokality.

Alpínska (mezozoicko-terciérna) metalogénna epocha na rozdiel od staršej je význačná farebnými a čiernymi kovmi. S balkánskymi subprovinciami ich paralelizoval W. E. Petrascheck (1954), ktorý rozoznáva 4 subprovincie: ponticko-subbalkánsku, vnútrodinársko-západoanatólsku, egejsko-taurskú a iranidsko-východohelénsku.

Ponticko-subbalkánska subprovincia. Spoločnými znakmi obvodu balkánskeho a pontického v tejto subprovincii sú oxydické mangánové rudy v senóne, a to na Balkáne (Požarevo, Bulharsko) i v Pontidách (Eregli, Giresun, Ordu) a ďalej na východe v SSSR (Krym). Geneticky sú viazané Mn rudy na andezitový vulkanizmus. Ide buď o malé žilky, alebo typy plástevné, blízke typu lahn-dill. Rudy sú kompaktné alebo prachové, obsah Mn vysoký (nad 40 %). Podrobné spracovanie a systematiku týchto ložísk podal Helke (1955). Rozdeľuje ich na tieto typy:

1. *vrstvomité sedimentárne mangánové rudy*; 2. *konkrécie mangánu, usporiadané vo vrstvách, ležiace v sliňoch senónu*; 3. *hniezda, zhluky a žily Mn rúd v andezitoch a ich tufoch*; 4. *vrstvomité tufiticko-slienité Mn ložiská*; 5. *premiestnené Mn ložiská (descendenčne)*.

Posledná skupina je najvýznamnejšia, lebo rudy sú najkvalitnejšie, obsah Mn okolo 44—45 % a rozmery ložísk sú väčšie.

Druhým spoločným znakom subbalkánskej a pontickej oblasti tejto subprovincie sú pyrit-chalkopyritové ložiská závislé buď od andezitového senónskeho vulkanizmu (v Srbsku napr. Nizka Banja, v pontidách okolie Trapezuntu), alebo od paleocénnych intrúzií syenit-granodioritov s ložiskami molybdenitu v batolitoch a v ich okolí s vysokotermálnymi ložiskami magnetit-chalkopyrit-pyritovými až galenit-sfaleritovými nižšie termálnymi žilami, a to na Balkáne (Majdanpek, Bor), i v pontidách (Gümüşhane, Giresun, Ordu, Gumbet Dag). Z posledného

rajónu je v tomto príspevku spracovaný malý revír okolia Muradin Köy a ďalšie. Významné ložisko medených rúd v tejto oblasti je Murgul, spracované S c h n e i - d e r h ö h n o m (1955).

Antimonitové ložiská tejto oblasti sú málo významné, vynímajúc závod v Turhale.

Celá subbalkánsko-pontická subprovincia je veľmi rozsiahla, jej dĺžka zo Srbska do Arménie je cez 1900 km. Vyznačuje sa veľkou prevahou medi nad ostatnými kŕmami, hlavne nad Pb-Zn. Ložiská sú väčšinou vysoko a mezotermálneho charakteru, sú komplexné. Formami prevládajú žilné typy nad metasomatickými. Okolné horniny sú hlavne senónske, alebo mladšie andezity, dacity atp.

Vnútrodinarsko-západoanatolská subprovincia je oproti predošlej oveľa kratšia, ale širšia; hospodársky je na druhom mieste, hneď za pontickou. P e t r a s c h e c k (l. c.) ju delí na tri obvody: vnútrodinarský, rhodopský a západoanatolský. Pre všetky tri obvody je charakteristická prevaha oloveno-zinkových a antimonových rúd; menej významné sú As, Bi, Mo, Au, Ag. Tým sa líši od pontickej oblasti, v ktorej dominovala meď. Druhým typickým znakom je, že ložiská sú tu viazané na miocénne andezity a trachyty (priestorove). Geneticky sú pravdepodobne viazané na miocénne plutóny granitoidov, ako to vidíme na Balkáne.

Paralely u olovenozinkových ložísk tejto subprovincie vidíme vo vnútrodinarskom obvode v Trepči a Kapaoniku (Juhoslávia), v rhodopskom obvode v Kratove, Zlatovej, Lukavici (Bulharsko) a v západoanatolskom obvode v Balya Maden, Edremit (Turecko). Typy ložísk sú žilné i metasomatické. Pri Altinoluku na Egejskom mori (edremitská oblasť) vystupuje vo vápencoch paleozoika plástevné ložisko Pb-Zn rúd, o ktorom sa zmienime nižšie.

Antimonitové ložiská sú v tejto oblasti časté vo všetkých troch obvodoch: vo vnútrodinarskom je to Kostijanik (Juhoslávia), Lissa (Grécko); v rhodopskom: Nevrokop (Bulharsko), Lachama (Grécko); v západoanatolskom: Kütahya, Gediz (Turecko), Mytilene (Grécko). Pri Gedize v pohorí Murat Dag som navštívil žilné antimonitové ložisko, ležiace v epimetamorfovaných horninách paleozoika.

Egejsko-taurská subprovincia leží južne od predošlej, je však dlhšia a formou sa blíži prvej, subbalkánsko-pontickej. Má dva rudné obvody: egejský a taurský na území Turecka. Spoločným znakom oboch je významné zastúpenie oloveno-zinkových rúd; v egejskom obvode sú to Laurion, Attika, Santorin, Kassandra, Samothraki, v taurskom ložiská v pohorí Bolgar Dag, z ktorých sú známe Keban Maden na hornom Eufrate a Anamure. Ložiská sú buď žilné, alebo metasomatické vo vápencoch paleozoika, pričom žily v podložných sériách pod vápencami slúžili najskôr ako prívodné kanály pre metasomatické ložiská.

Ďalší znak tejto subprovincie sú ložiská železných a mangánových rúd, a to buď kontaktne metasomatického typu (Divrigi) alebo typov blízkych typu Lahndill vo vulkanitoch andezitického zloženia.

Paralely u ložísk železných rúd v jednotlivých obvodoch sú: v egejskom obvo-

de — Seriphos, Milos, Kassandra, Laurion, v taurskom — Divrigi, Anamur. S rudami železa sú tesne späté rudy barytu a mangánu.

Zrudnenie v obidvoch týchto obvodoch je stredno až mladotretohorného veku. Ložiská ležia väčšinou v andezitových vulkanitoch.

Iranídsko-východohelénska subprovincia je na území Turecka najjužnejšia. Vyznačuje sa obdobne ako pontická prevahou medi, a to rovnako v Grécku (Ermioni na Peloponéze), na ostrove Cyprus a vo východnom Turecku v povodí Eufratu a Tigrisu. Medenorudné ložiská tejto oblasti boli známe hlavne v staroveku. Dnes je tu najväčšie ložisko Ergani Maden, z ktorého pochádza temer celá ročná produkcia medi Turecka. Kovnatosť dobývaných rúd 6–10 % Cu.

Vek zrudnenia tejto subprovincie je spodnoeocénny a dáva sa do genetického súvisu s diabázovým vulkanizmom. Formy ložísk sú prevažne žilné.

Podľa Petrascheka možno len zo široka zovšeobecniť, že alpínsko-himalajské metalické provincie v Európe a v Malej Ázii sa vyznačujú tým, že v severných subprovinciách od Tirolska až po Kaukaz je prevládajúcim kovom všade med. Do tohto pruhu spadajú aj Karpaty a Balkánske pohorie.

Naproti tomu v južných subprovinciách od južných Álp cez Dinaridy a Rhodop, cez Južné Turecko po horný Eufrat, včítane medzihorí (panónska tabuľa, vardarská zóna, Anatolsko) prevláda olovo a zinok.

V severnej zóne a jej subprovinciách je pomer Cu ku Pb-Zn asi 33 : 1, v južnej 1 : 15. Tým sú vyjadrené aj celkové vzťahy týchto kovov v obidvoch zónach.

Metalické subprovincie nesúhlasia pritom s veľkými tektonickými jednotkami tejto sústavy a s rajónmi ich príslušného vulkanizmu. To súvisí hlavne s tým, že vznik ložísk (hydrotermálnych) je až poorogénny, postmagmatický, i s tým, že novšie, mladšie štruktúry vznikajú vlastne omladením starých štruktúrnych línií.

II. Geologicko-mineralogické pomery niektorých Pb—Zn ložísk pontíd (Vilayet Giresun)

Široké okolie Giresunu je známe ako oblasť s hojnejším výskytom Pb-Zn rúd, na niektorých miestach bohatších na striebro. Územie budujú horniny, patriace k veľkej tektonickej jednotke pontíd v zmysle Blumenthala (1946).

Geologické pomery tohto územia študoval podrobnejšie Altinli (1946), podľa ktorého sa na jeho stavbe podieľajú útvary kriedy vo flyšovom a vulkanogénnom vývine, zriedkavo tiež s polohami karbonátickými a slienitými, ďalej eocénu a oligocénu.

Cez horniny kriedy prerážajú malé vrchnokriedové alebo eocénne masívky granitoidných hornín, ktoré kontaktne metamorfujú svoje okolie.

Územie má teda typickú stavbu s „akrobatolitickým“ štádiom vývinu granitoidných intrúzií, ktoré majú zloženie granodioritov až monzonitov, prípadne syenitov.

Takáto stavba má veľmi dôležitý metalogenetický význam, hlavne pokiaľ ide o hydrotermálne rudné ložiská celej oblasti. Tento význam vyplýva aj z orientač-

nej geologickej skice vilatejov Giresun-Sivas, zachycujúcej rudné výskyty v priestore Pirazis—Göröle—Akilbabadag—Sivašská Sisorta, ktorú zostavil r. 1954 Ö. H. Barutoglu.

Genetické typy hydrotermálnych rudných ložísk na tomto území sú rôzne a z ich mineralogicko-geochemického zloženia i z geologickej pozície vyplývajú úzke genetické vzťahy medzi nimi a graniticko-monzonitickými malými masívkami. Tieto genetické typy sú:

1. žilné ložiská molybdenit-kremenné v monzoniticko-granitických masívkoch;
2. hematitové, najskôr kontaktné, ložiská v sedimentárno-tufitických súvrstviach kriedy na styku s granitoidnými malými masívkami;
3. žilné ložiská oloveno-zinkové s prímiesami medi a pyritu, ležiace skoro výlučne vo vulkanitoch (andezitoch a ich tufoch).

Od týchto genetických typov, viazaných na malé intrúzie sa líšia ďalšie typy, a to:

4. mangánové rudy v andezitových tufoch a tufitoch a
5. meďnaté kýzy (pyrit-chalkopyritové) viazané ako žilníky až impregnácie na porfýry.

V tomto príspevku sa zapodievame štyrmi revírmí oloveno-zinkových rúd žilného typu [Muradin Köy v priestore vrchu Karatas (Karagöl 3095 m); Dary Köy-Inece JZ od Giresune; Arpalik Köy pri Fatse a ložisko Altinoluk na Egejskom mori].

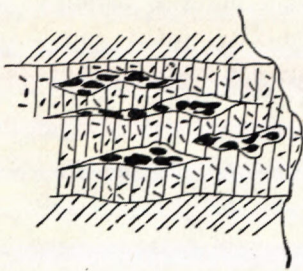
Muradin Köy

Revír Muradin Köy leží v pohorí Gumbet Dag, asi 90 km južne od čiernomorského prístavu Giresun. Vrch Kara Göl má výšku 3095 m a okolie samotných ložísk leží vo výškach 1400—1700 m.

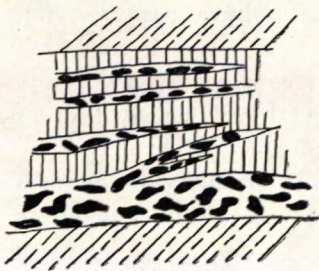
Geologické pomery okolia Muradin Köy sú pomerne jednoduché. Celé územie budujú kriedové andezity, ich tufy a tufity. V andezitoch bývajú obzory vápencov a slienov lavicovitého charakteru, ako napr. v sedle, ktorým vedie cesta z Bektaša do Muradinu popod Kará Göl. Cez andezity preráza v tomto priestore malý masívček syenitov, ktorý buduje vrch Kara Göl. Je najskôr miocénneho veku (Altinli, 1946).

Andezity bývajú v tomto kraji značne silifikované a chloritizované (propylitizácia). V podstate sú to andezity amfibolické, šedozelené, zrnité, masívne a pevné. V okolí rudných žíl bývajú propylitizované, rozložené, silifikované a menej konzistentné, v dôsledku čoho pozdĺž žíl erózia často modeluje údolia potôčikov, riečok a bystrín.

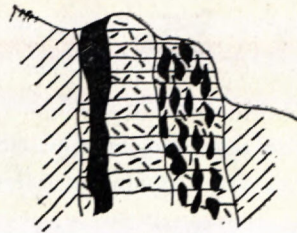
Rudné pomery. Oloveno-zinkové ložiská revíru Muradin Köy sú pravé, hydrotermálne žily mezotermálneho typu. Tvar žíl býva dosť pravidelný, alebo šošovkovitý, pričom od hlavných žíl bývajú niekedy vyvinuté odžilký, prípadne na koncoch žíl sa rozdeľujú, triešťa až jednotlivé vetvy vyklíňujú.



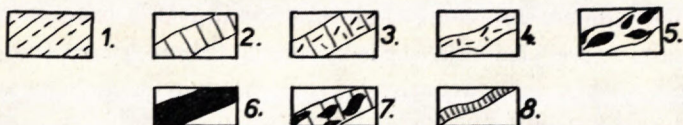
Obr. 2 — Kan Köy. Makro-
textúra rudnej žily Marra.



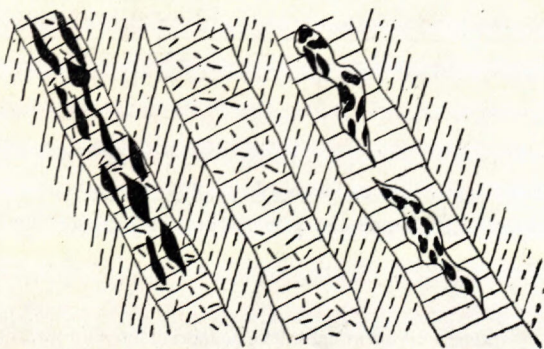
Obr. 3 — Ak Su Köy. Ma-
krotextúra rudnej žily pri Ecek
Köy.



Obr. 4 — Muradin Köy. Ma-
krotextúra rudnej žily Kovanlik
Sayt.



Vysvetlivky: 1 — propylitizované andezity, okolné horniny oloveno-zinkových ložísk; 2 — jalová propylitová výplň rudných žíl; 3 — propylitová výplň rudných žíl so slabou impregnáciou galenit-sfaleritu; 4 — žilný kremeň s impregnáciou galenitu a sfaleritu, prípadne iných rudných minerálov; 5 — kremenná žilovina so závalkami a hniezdami rudných minerálov; 6 — typ liatej, marmatitickej (galenit-sfaleritovej) rudy; 7 — závalky a hniezda kvalitnej oloveno-zinkovej rudy v žilnom propylite; 8 — žilky kalcitu a ankeritu v rudných výplniach.



Obr. 5 — Muradin Köy. Čelba štólne ocak No. 2.
na žile Yikik tepé.



Obr. 6. Arpalik Köy. 1 m²
plochy na ložisku Abaz Dag.

Obmedzenie žíl voči okoliu býva rozličné. Najčastejšie sú ostro ohraničené, t. j. povaha žilnej trhliny je dislokačná, steny žily sú hladké, pevné, zatiaľ čo výplň samotnej žily pozostáva z rozdrveného (mylonitu) andezitu, často degradovaného na tektopelit, ktorý býva tmelený rudninou. Menej často rudná žila je ohraničená voči svojmu okoliu rozplývavo, neostro, resp. výplň rudniny prechádza pozvoľne impregnáciou do okolitého propylitu a ojedinelé zrná galenitu alebo sfaleritu sa nájdu aj ďalej od okraja žily v okolných horninách.

Smer žíl je závislý od puklinovej tektoniky v andezitoch. Ide v podstate o dva základné smery, pozdĺž ktorých vznikali pukliny a čiastočne pohyby (poruchy) smeru SSZ—JJV a VSV—ZJZ. Vyskytujú sa aj menšie odchýlky na obidve strany, v zásade sú však stabilné. Vývin silnejších, mohutnejších trhlín je v plošnom, resp. priestorovom rozložení dosť nepravidelný, vzdialenosti medzi žilami alebo sústavami žíl bývajú od niekoľkých sto metrov do 1—2 km, v dôsledku čoho pri značnej odkrytosti terénu sa zdá počet žíl na určitú plošnú jednotku relatívne veľký. Úklon žíl býva strmý, zvislý.

Makrotextúry žilných výplní na študovaných rudných žilách sú skoro výlučne páskované, salbandové. Jednotlivé pásiky tvoria jednak rudné minerály rôznej hustoty a veľkosti zrn i prekremenená žilovina, propylit, tektopelit, andezit ap. Masívna textúra býva dosť zriedkavá. Na výplni niektorých žíl sa zdá, ako keby sa žilné trhliny obnovovali niekoľkokrát, lebo sa tu vyskytujú občas diferencované výplne páskov oloveno-zinkových s medou a páskov prevažne mednatých bez podstatnejšieho množstva galenitu a sfaleritu, prípadne i páskov hlavne z kremeňa bez rudných minerálov.

Priečne porušenie žíl je veľmi malé a pokiaľ aj priečne poruchy bývajú vyvinuté, ich veľkosť (vzdialenosť posunu) je nepatrná a dosahuje sotva niekoľko decimetrov.

M i n e r a l o g i c k á v ý p l ň rudných žíl v celom teréne je dosť jednotvárna. Hlavné minerály sú *galenit*, *sfalerit*, *pyrit* a *chalkopyrit*. Hlušinu vo výplni žíl tvorí najčastejšie propylitizovaný andezit a kremeň. Mikroskopický výskum ukázal, že s chalkopyritom býva dosť často malé množstvo kovelínu i bornitu a v galenitových zrnách býva malé množstvo ceruzitu. Štruktúra študovaných vzoriek je hypidiomorfne zrnitá. Na niektorých žilách býva štruktúra porfyrovitá, alotriomorfne zrnitá a brekciovitá.

Pyrit sa vyskytuje prevažne v kremeň, kde býva nepravidelne rozptýlený, prípadne sa vyskytuje aj v galenite a vo sfalerite, prípadne na ich rozhraní. Podľa priestorovej pozície pyritu je zrejme, že je silne zatlačovaný sfaleritom, galenitom i limonitom a kremeňom.

Sfalerit patrí spolu s pyritom k najstarším minerálom výplne. Farbu má čiernohnedú, teda i vyšší obsah Fe. Býva zatlačovaný všetkými ostatnými minerálmi, hlavne galenitom a kremeňom.

Galenit. Na povrchu nábrusu bývajú charakteristické trojuholníčky, usporiadané buď priamočiara a rovnobežne, alebo na niektorých veľkých zrnách oblúkovo a vejárovito. Sú to dôkazy, že veľké kryštály galenitu boli ohýbané už po svojom vzniku. Galenit býva zatlačovaný všetkými mladšími minerálmi, hlavne kremeňom.

Tabuľka paragenetických a sukcesívnych vzťahov minerálov na oloveno-zinkových ložiskách v priestore Muradin Köy-Ak Su

Sled minerálov	hypogenné		supergenné
	I. perioda	II. perioda	
Pyrit	●		
Sfalerit		●	
Galenit		●	
Bournonit		●	
Bornit			
Chalkopyrit		●	
Tetraedrit		●	
Chalkozín		●	
Hematit			●
Kremeň			●
Kovelín			●
Cerusit			●
Kuprit			●
Anglezit			●
Smithsonit			●
Malachit			●
Limonit			●

Bornit je charakteristický minerál v spoločenstve s chalkopyritom. Jeho tvar býva nepravidelný, často pretiahnutý. Bornit je slabo zatlačovaný chalkopyritom a kovelínom.

Chalkopyrit sa v rudnине vyskytuje s pyritom, hlavne v kremeň. Je mladší ako pyrit a má menšie zastúpenie. Býva zatlačovaný kovelínom a kremeňom, takže na mnohých miestach ostali po ňom len relikt. Významná úloha pri zatlačovaní chalkopyritu patrí kupritu, ktorý v niektorých prípadoch úplne nahradil chalkopyrit. Vo väčších chalkopyritových zrnách sa vyskytujú drobné relikt skôr vykryštalizovaného chalkopyritu. Chalkopyrit býva kvapôčkovitej formy uzatváraný vo sfalerite i v galenite.

Bournonit? V jednom prípade sme zistili v nábrusovom materiáli malé, alotriomorfné obmedzené zrnko v spoločenstve s chalkopyritom. Okrem optických metód nebolo možné použiť iné identifikačné spôsoby určenia.

Tetraedrit je v rudnине a na žilách okolia Muradinu vcelku málo rozšírený. Vyskytuje sa hlavne vo veľkých chalkopyritových zrnách, kde je miestami dosť koncentrovaný. Zatlačuje prítom chalkopyrit v podobe rozmanitých zálivkov.

Chalkozín sa vyskytuje vo vzorkách spolu s chalkopyritom a niekedy i s bornitom. Chalkozín zatlačuje často bornit, do chalkopyritu preniká tiež drobnými koróznymi útvarmi, alebo tvorí nesúvislé obruby okolo chalkopyritových zrn.

Kovelín je pomerne hojný na tunajších žilách, a to skoro vždy spolu s chalkopyritom a bornitom. Vyskytuje sa v žilkách v chalkopyrite, niekedy tvorí obruby okolo chalkopyritu a zatlačuje bornit. Na jedincoch bornitu, kde je zatlačovanie kovelínom slabšie, badať slabé dvojité lamely, ktoré tvoria uhol okolo 110°.

Hematit sa vyskytuje občas v žilovinách spolu s kremeňom, pričom má blízke vzťahy ku galenitu a sfaleritu. V kremeň tvorí celistvé, súvislé prúžky, niekedy i radiálne paprškovité útvary.

Kremeň je skoro vo všetkých žilách dvojakeho druhu: ako súčasť základnej horniny, do ktorej vnikali rudné roztoky, a kremeň doprevádzajúci zrudnenie. Prvý typ je jemno alotriomorfné zrnitý, špinavo biely; druhý je mladší ako rudné minerály. Býva buď hrubo alebo jemnozrný. Je číry, obmedzenie je alotriomorfné.

Kuprit možno vidieť ojedinele medzi chalkopyritovými zrnami, prípadne aj v súvislejších ledoch okolo neho.

Limonit býva často spolu s kupritom v blízkosti chalkopyritu, prípadne aj pyritu, niekedy aj vo sfalerite, kde vzniká na úkor izomorfneho Fe.

Ceruzit býva na rudných žilách okolia Muradinu pomerne zriedkavý. Vystupuje v podobe tenkých žiliiek v galenite.

Anglezit je dosť bežný v oxydačných pásmach. Býva blízko ceruzitových kryštálikov tak, že bližšie ku galenitu je anglezit, ďalej ceruzit.

Smitsonit býva obdobne tiež v oxydačných zónach spolu s anglezitom a ceruzitom v podobe bielych pórovitých kôr.

Malachit sa prejavuje na žilách, kde je hojnejší chalkopyrit (Ak Su).

Azurit je hojný na žilách s väčšou prevahou chalkopyritu (Ak Su) nielen v samotnej žilovine, ale v celom hydrotermálne premenenom pásme.

Paragenetické vzťahy a suksecia na rudných žilách tohto revíru sa vyznačujú týmito znakmi:

Priestorová pozícia pyritu ukazuje, že značná jeho časť nesúvisí s vývinom sfaleritu, galenitu a ďalších minerálov, ale že je výsledkom prvotného, predchádzajúceho pulzu kryštalizačného procesu všetkých rudných i nerudných minerálov. Až po vzniku pyritu kryštalizovali ďalšie minerály po určitom časovom intervale.

Vo sfalerit-galenitových častiach rudných výplní je pyrit už zriedkavý, najmä v asociácii s chalkopyritom, kde tvorí alotriomorfné, rozpukané zrná, obklopené kremeňom, alebo reliktu uzavreté v chalkopyrite. To je *prvá zrudňovacia fáza*.

Potom nasledovala *druhá fáza* s obsahom sfaleritu, galenitu, bournonitu, bornitu, chalkopyritu, tetraedritu, chalkozínu, hematitu a kremeňa. Proces vylučovania chalkopyritu v tejto fáze sa opakuje niekoľkokrát, v dôsledku čoho pri páskovaných textúrach výplní môžu sa vytvoriť samostatné chalkopyritové pásiky, budiace dojem, ako by išlo o samostatnú mednatú fázu.

Napokon nasleduje *fáza supergénnych oxydačných procesov* so vznikom druhotných minerálov, ako sú limonit, anglezit, ceruzit, smitsonit, kuprit, azurit a malachit; v tejto fáze dochádza často ku selektívnej oxydácii v dôsledku pomerne rýchlej erózie povrchu, ktorá sa na niektorých miestach oneskoruje za oxydáciou, alebo inde ju predbieha (viď tabuľku).

Schematickú geochemickú charakteristiku muradinského rudného obvodu odvodzujeme z výsledkov kvantitatívnych a spektrálnych analýz zo zásekových vzoriek. Počet vzoriek z jednotlivých žíl nebol dostatočne veľký na to, aby sme mohli dokonalejšie načrtnúť geochemické zmeny v horizontálnom i vertikálnom smere.

Celý revír sa vyznačuje prevahou olova a zinku nad ostatnými kovmi. Smerom k juhu do priestoru obcí Kan Kőy a Ak Su pribúda na žilách meď na úkor olova a zinku.

Do hĺbky prechádza zrudnenie vertikálnymi zmenami mineralizácie do Cu paragenézy. Pod nivóm Cu zrudnenia nie sú vylúčené vyššie termálne zrudnenia typu molybdenitového, ako to vyplýva zo štúdia Ö. H. Barutoglu (l. c.). Túto zákonitosť potvrdili i výsledky spektrálnych analýz, keď vo vzorkách z okolia Ak Su sa v hojnejšej miere a vo väčšom počte vzoriek vyskytujú Mo, W, Sn, ktoré sa vyskytujú pravda v menšej miere, aj v priestore Muradinu. Smerom k obci Ak Su ako nové pristupujú ešte La, Y, Li, Be a Yb. Týmto smerom sa v horizontálnom smere približujeme totiž ku syenitovému masívkku Kara Gölu, vzdialenému asi 5–7 km. Vplyv blízkosti týchto granitoidných más sa teda výrazne uplatňuje na geochemickom zložení výplne rudných žíl muradinského rudného obvodu (pozri tabuľku).

Dari Köy — Inece (Bulancağ)

Rudný obvod týchto dvoch obcí leží ca 10 km JZ od Giresunu (vzdušná vzdialenosť) v povodí riečky Büyük Göre Deresi v nadmorskej výške okolo 300 m.

Orografia kraja je charakteristická veľkými výškovými rozdielmi medzi údoliami a hrebeňmi rázsoch (200–300 m).

Geologicky patrí kraj tiež k veľkej tektonickej jednotke pontíd a je tu budovaný mohutným komplexom vulkanogénnych andezitov až čadičov. Tieto horniny vystupujú v početných lávových prúdoch nad sebou a medzi nimi sú polohy aglomerátov, tufov a tufitov. Občas sa objavujú medzi nimi aj slienito-vápenkové sedimenty.

Vekové postavenie tohto komplexu je veľmi široké a kolíše od vrchnej kriedy až po pleistocén (Barutoglu 1954).

Odkrytové pomery a prehľadnosť sú veľmi zlé v dôsledku bujnej vegetácie a zasutenia; skalných odkryvov je málo a sú nedokonale.

Geologická literatúra o kraji je veľmi skromná a kusá (Kovenko, 1943; Altinli 1946, *Mineralnye resursy zarubežnych stran* 1949).

Rudné pomery. Rudný rajón okolia obcí Dari Köy — Inece je vcelku malou oblasťou Pb—Zn ložísk v rozsiahlej pontickej metalogénnej provincii v zmysle Petraschecka (1949). Vystupuje tu niekoľko rudných žíl, ktoré sú tvarove pravými žilami, uloženými v dislokačných trhlinách smeru SZ—JV a JZ—SV. Úklon žíl je poväčšine strmý, tvar šošovkovitý.

Okolo žíl sú propylitizované a vybielené andezity, miestami až kaolinizované.

Makroštruktúra rudnej výplne je väčšinou brekciovitá, kokardovitá, málokedy páskovaná. Vo výplni sa temer všade uplatňuje prekremený propylit.

Obmedzenie žíl voči okoliu býva ostré, ale sú aj prípady rozplývavého, nepresného ohraničenia.

Mineralogické zloženie rudných žíl tvorí vcelku rovnaká asociácia minerálov v celom rudnom obvode. Štruktúra výplne býva hypidiomorfnie zrnitá, hlavnou masou je kremeň, ktorý je sčasti starší, predrudný; druhá jeho časť je

súčasná s rudnými minerálmi. V kremeň sú rozmiestnené ostatné rudné minerály.

Pyrit patrí medzi najrozšírenejšie rudné minerály; má idiomorfny vývin zrn, ktoré sú len zriedkavo kataklazované. Na pyrite sa javí korózia mladších minerálov, hlavne sfaleritu a kremeňa.

Sfalerit je hrubozrnnejší a po pyrite najhojnejší. Vývin zrn je rôznorodý. Je šedobiely, pri makroskopickom pozorovaní žltohnedý, bez prímiesi Fe; zatlačovaný býva kremeňom, sám uzatvára pyritové zrná v podobe guľatých relikto. Hranica medzi sfaleritom a galenitom býva rovná, ojedinele je sfalerit starší ako galenit. Pomerne často býva vo sfalerite uzatváraný chalkopyrit, s ktorým tvorí typické emulzné štruktúry.

Galenit tvorí zväčša kryštály hypidiomorfné obmedzené, obklopené kremennou hlušinou. Na stykových plochách so sfaleritom vidno občas v galenite drobné kvapkovité inklúzie chalkopyritu. Galenitové zrná sú silne zatlačované kremeňom.

Chalkopyrit je úzko spätý vznikom a vystupovaním so sfaleritom a galenitom. Obmedzenie jeho zrn býva alotriomorfné, až reliktné. Najhojnejší vývin je vo forme nepravidelne rozmiestnených kvapiek vo sfalerite. Na väčších chalkopyritových zrnách badať niekedy názny lamelácie.

Kremeň je veľmi hojne zastúpený. Mikroskopický výskum ukázal dva druhy kremeňa: predrudný a porudný. Predrudný je šedobiely, masívny s výrazným undulóznym zhášaním. Porudný je číry, má zrnitý charakter a undulózne zhášanie nebadáť.

Limonit je zastúpený v typických žilkách, ktoré prenikajú cez galenit, sfalerit a pyrit.

Oxydické minerály Pb, Zn sú tiež zastúpené na rudných žilách tohto rudného obvodu; neboli však bližšie identifikované.

Arpalik Köy v pohorí Abaz Dag (Kaza Fatsa, vilayet Ordu)

Revír Pb—Zn rúd v horskej skupine Abaz Dag je vzdialený vzdušnou čiarou okolo 20 km južne od čiernomorského prístavu Fatsa.

Orografia kraja je tiež ostrá, kopce sú relatívne vysoké okolo 200—300 m, údolia sú úzke, strmé, neprístupné.

Geologické pomery sa vyznačujú takými istými útvarmi ako ostatné opísané úseky pontíd. Ide o vulkanogénno-sedimentárne série mesozoika až miocénu. Horniny sú prevažne andezitické (lávy, tufy a tufity). Obzory v nich tvoria slieňovce a vápence, v ktorých našiel Altinli (1946) mezozoickú faunu.

Rudné pomery. Ložiská Pb—Zn rúd ležia v andezitoch a ich tufoch. Ide o pravé hydrotermálne žily, ktoré majú smer prevažne SSZ—JJV. Tvarove sú žily doskovité, pravidelné telesá, prípadne je forma niektorých ložísk pňovitá.

Úklon rudných žíl, prípadne pňovitých telies je strmý, zvislý. Výplň pňovitého telesa vcelku má charakter tektonickej brekcie, prešlahanej drobnými, nepriebežnými žilkami v podobe sietiva. Samotné žilky rudy, v tejto „tektonickej brekcii“ ložiska majú obyčajne páskovanú makrotextúru. Okraje žiliek, ktoré sú voči okolnej hornine ostré, vyplňa čistý galenit a sfalerit, v strede žiliek sa ako mladší vyzrážal bieložltkastý karbonát zloženia kalcit-ankeritového. Medzi rudnými minerálmi veľmi málo zastúpený je chalkopyrit a pyrit.

Štruktúra rúd býva miestami masívna, pričom častý je hrubozrnný vývoj rudných minerálov, hlavne galenitu a sfaleritu. Aj uhličitaný majú hrubozrnný vývin, kým pyrit a chalkopyrit sú jemnozrnné.

Okolné horniny na ložisku sú drobnozrnné, masívne andezity svetlých farieb s nábehom do ružova. Ďalej od zrudnenej zóny sú andezity brekciovitej štruktúry. V blízkosti rudných žíl bývajú andezity značne prekremenené spôsobom difúzneho preniknutia celej horniny. Propylitizácia hornín je slabo vyvinutá, a to len bezprostredne v ložisku.

V okolí týchto ložísk vyskytuje sa na viacerých miestach niekoľko oloveno-zinkových žíl, ktoré sú však málo odkryté.

Altinoluk (Vilayet Edremit)

Obec Altinoluk leží 2 km od pobrežia Egejského mora v Edremitskom zálive. Vzdušná vzdialenosť obce od mesta Edremit je 24 km na západ. Ložisko leží na SZ od obce v nadmorskej výške okolo 440 m.

Povrch okolia ložiska je kopcovitý s ostrou topografiou, eróziou značne rozbrázdnený; hlboké strmé údolia sú zle prístupné, povrch čiastočne skrasovatený, pretože ho budujú vápence.

Geologické pomery okolia Altinoluku sú odlišné od vyššie opísaných lokalít. Územie patrí totiž tektonickej jednotke anatóliíd, budovanej v širokom okolí Edremitu paleozoikom vo vývoji kryštálických bridlíc. Veľké plochy v paleozoiku zaberajú bazické erupčívne ako gabrá, diabázy, serpentinity. Na paleozoiku leží mezozoikum vo vývine obdobnom pontidám, t. j. po juru je to alpinotypný vápencový vývin, od kriedy vulkanogénne formácie. Eocén je tu vyvinutý len v blízkosti mora. Miocén je potom opäť silne zastúpený vulkanitmi i sedimentami. Do terciéru sa zaraďujú aj malé, drobné masívky granitoidných intrúzií, ktoré veľmi pripomínajú oblasť pontíd v okolí Giresunu. Vystupujú na povrch východne od mesta Ayvalik a v blízkosti Egejského mora západne od Altinoluku.

Rudné pomery. Ložisko Pb—Zn rúd pri Altinoluku leží v paleozoiku, ktoré tu budujú bazické metamorfované horniny ako diabázy a prazinity. V týchto bazických horninách vystupujú mohutné obzory ružových slienitých kryštálických vápencov až mramorov. Tieto vápence, miestami mramorizované, tvoria aj bezprostredné okolie ložiska rúd. Sú svetlé, lavicovité aj masívne, cukrovitej štruktúry, mramorizované. V dôsledku mladšej tektoniky sú vápence porušené a značne skrasovatené.

Tvarove tvoria hlavnú časť ložiska horizontálne, alebo subhorizontálne uložené vrstvy, alebo plásky až jazykovité telesá značnej plošnej rozlohy, ktoré budia dojem sedimentárneho pôvodu. Druhý typ vystupovania sú nepravidelné hniezda a zhluky vo vápencoch. Doskovité, vrstvomité telesá majú na určitej ploche dosť značnú a stabilnú mocnosť; postupne na strany sa však ich mocnosť stenčuje, pri-

čom sa mení aj štruktúra výplne. Pomerne kompaktný, hrubozrnný galenit masívnej štruktúry v miestach najväčšej mocnosti prechádza na okraje do vrstvovitej textúry a z tejto do žilnikovitých foriem v miestach, kde „sloj“ v horizontálnom smere vyклиňuje.

Geologická pozícia rudných plástov je skoro vždy taká, že nad nimi v bezprostrednej blízkosti sú polohy zelených metamorfovaných bridlic (diabázových metamorfovaných tufitov); samotná ruda je však pritom vždy vo vápencoch.

Ohraničenie zrudnených polôh voči okoliu nebýva presné a ostré, tvorí pozvoľné prechody z rudy liatej až závalkovitej do okolných vápencov, pričom nechýbajú ani javy metasomatického zatlačovania vápencov galenitom a sfaleritom.

Tektonické pomery na ložisku sú dosť komplikované početnými zlomami, ktoré rozdelili pôvodne horizontálnu polohu na kryhy a bloky, ktoré sú voči sebe vo vertikálnom smere zdvihnuté, alebo poklesnuté. Pozdĺž vertikálnych zlomov dochádzalo neskôr ešte ku zrudňovacím pochodom, počas ktorých sa vytvorili formy blízke žilám, zhlukom a nepravidelným telesám.

Výplň rudných slojov po štruktúrnej stránke je dvojaká: *hrubozrnná, masívna až závalkovitá alebo liata*, a *jemnozrnná*, hlavne v páskovaných textúrach.

Textúra rúd býva vo veľkých mocnostiach masívna, v malých mocnostiach plástov páskovaná. Brekciovito-závalkovitá je hlavne v „žilných“ častiach rudných telies a na vyклиňovaní „slojov“.

Mineralogicky tvorí výplň rudných telies hlavne *galenit*, menej *sfalerit*. Celkom málo býva *chalkopyritu*, *hematitu* a *pyritu*. Jalovú výplň tvorí drobnokryštalický, až celistvý *kremeň* a *kalcit*, ktoré prechádzajú pozvoľne do okolných hornín cez zónu prekryštalizovaných a prekremených vápencov, podobných jemnozrnej, masívnej hmote s hniezdami hrubozrnného, žltkastého kalcitu.

Štruktúrnu stavbu vzoriek z tohto ložiska nie je možné označiť jedným štruktúrnym typom. Ide o kombináciu najmenej troch základných typov, z ktorých sú dva (alotriomorfne zrnité a kostrovité) už len podradné, pretože prevládajúcou je štruktúra reliktná, ktorá vznikla na úkor prvých dvoch. Rudné masy majú pritom podobu žiliek, okolo ktorých býva väčšie množstvo kremeňa, zatlačujúceho okolné vápencové horniny. Takýto charakter výplne je hlavne v partiách, kde ložisko žilnikovite končí vo vápencoch. V plástevných telesách býva štruktúra rúd alotriomorfne a hypidiomorfne zrnitá. Ďalší druh zrudnenia je impregnačný vo vápencoch a v prekremených horninách, a to hlavne u jemnozrnného, najstaršieho pyritu.









Sukcesia kryštalizácie minerálov rudnej výplne je na základe mikroskopických štúdií takáto:

Pyrit je vo vzorkách zastúpený obyčajne drobnými, okruhlými zrnčkami v jalových častiach i v kremeň.

Chalkopyrit. Po kryštáloch chalkopyritu ostali často vo vzorkách už len nepatrné relikt, ktoré možno identifikovať v tesnej blízkosti s galenitom, v ktorom sa vyskytuje najčastejšie.

Podobný pomer ku chalkopyritu má aj kovelín. Veľkosť chalkopyritových reliktoŧ kolíše od niekoľkých stotín mm do 0,005 mm.

Sfalerit tvorí s galenitom najväčšie kryštálové individuá a je popri galenite najhojnejší. Jeho rozmiestnenie vo výplniach je viazané na lokálne nahromadenia, ktoré majú nepravidelný tvar. Sfalerit je viazaný skoro výlučne na prekremenené partie rudných výplní. Výrazné je zatlačovanie sfaleritu galenitom a kremeňom. Galenit niekedy zatlačil zrná sfaleritu tak, že ostali z nich len tenké líšty; aj kremeň zatlačuje sfalerit.

Sled minerálov	hypogenné		supergenné
Pyrit			
Chalkopyrit			
Sfalerit			
Galenit			
Hematit			
Kovelín			
Fe, Cu oxydy			

Galenit je z rudných minerálov na ložisku najrozšírenejší. Tvorí veľké zrná rôznej veľkosti. Charakteristické trojuholníckovité útvary sú na plochách nábrusov hojné. Ako ostatné sŧrníky, je aj galenit zatlačovaný kremeňom.

Hematit. Hematitové kryštály bývajú bežne ihličkovité, alebo sú allotriiformne zrnité. Hematit býva zatláčaný len kremeňom a v oxydačnom pásme limonitom.

V oxydačnom pásme sa tvoria na úkor mnohých primárnych minerálov ich oxydačné produkty, najčastejšie limonit, kuprit a veľmi zriedkavo i malachitové povlaky. Na masách galenitu a sfaleritu sa tvoria kryštáliky ceruzitu a kôry anglezitu a smitsonitu, ktoré sme bližšie neskúmali.

Oxydačné pásmo na ložisku siaha do značných hĺbok, pretože vápence, v ktorých ložisko leží, sú dosť silne tektonicky porušené a pozdĺž tektonických línií dochádza ku ich krasovateniu a kavernóznosti.

V širšom okolí Altinoluku vyskytuje sa i rad menších olovenozinkových ložísk žilných typov, ktoré ležia topograficky a geologicky v nižších a starších útvaroch. Ide o šedo zelené metamorfované bridlice, tektonicky značne porušené a zvrásnené, v ktorých ležia žily smeru SZ—JV s miernymi úklonmi 15—20° k SV. Výplne žíl bývajú masívne alebo páskované. Sú zložené tiež z galenitu, sfaleritu a podradne chalkopyritu, pyritu a kremeňa.

Záver

Na základe výsledkov štúdia lokalít oloveno-zinkových ložísk pontíd a anatolíd v severnom Turecku možno záverom povedať, že rudné obvody týchto subprovincií sa vyvíjali v závislosti na priaznivých štruktúrno-geologických a magmatogénno-

Tabulka spektrálnych analýz zásekových vzoriek.

Ložisko	druh vzorky	100-1 %	1-0,1 %	0,01-0,0001 %
Muradin Köy				
Kan Köy	čistý galenit	Pb	Cu Ag Si Bi Al Ca Fe	Sb Cd Sr Mn Mg Zn Ti Ni Ba Cr
Ak Su Köy, Kabolo dere	zásek zo žilní- ka 20 cm	Si Pb Fe Zn Al Mg	Cu Ca Bi Mn Cd Ag Co Ba	W V Sr Ga Y Ti Ni
Kan Köy, Marra II	zásek zo žily 40 cm	Si Pb Zn Fe Al Cu	Ba Ca Mg Mn Ti Cd Ag Sb Sr	As Sn V Co Cr Ga Bi Mo Zr
Kan Köy, Marra I	zásek zo žily 90 cm	Si Pb Fe Al Zn Mg	Cu Ti Mn Ca V Ag Ba Sr	Cd Zr Co Cr Ga Bi
Kan Köy, Marra	zásek zo žily 60 cm	Si Pb Fe Al Zn	Mn Cu Mg Ti Ca K Bi V Cd Ag Ba Sr	Sn Co Cr Ga Y
AK Su Köy, Ecek dere	zásek zo žily 50 cm	Si Pb Fe Al Cu	Mg Mn Ag Bi Zn Ti Ba Ca	V Sr Cr Co Cd Sn Ga
Ak Su Köy, Kabolo dere	zásek žily, 160 cm	Si Fe Pb Zn Al	Mn Ba Cu Mg Ca Sr Ti Ag Bi	Be Cd Co Cr Yb Y Sn V Ga
Ecek Köy	zásek žily, 30 cm	Si Pb Fe Al Ca Zn Mg	Cu Mn Ti Ba K Sr Ag V Cd	Sn Co Cr Ga Bi Mo Zr Ni
Ecek Köy, II.	zásek žily, 100 cm	Fe Si Al Mg Zn	Cu Pb Ti Mn V Cd Ag Co Ca	Ga Bi Mo Zr Ba Sr Cr Sn
Ecek Köy, IV.	zásek žily, 80 cm	Si Fe Al K Pb	Zn Mg Ca Mn Ba Ti Cu Mo V Ag Sr	Ga Bi Cd Zr Co Cr Sn Li Ni
Muradin Köy, Kovanlik sayt	zásek žily, 70 cm	Si Fe Al Pb Cu Zn	Mg Ti Mn Bi V Cd Ag Ba Ca	Mo Sn Sr Cr Co Li Ga
Muradin Köy, Muradin Kirani	zásek žily, 100 cm	Si Fe Al Mg Pb Cu Zn	Ti Ca Mn Ba Sr Ag V	Ga W Cd Co Sn Cr
Muradin Köy, Yikik tepe	zásek žily, 210-120 cm	Fe Si Al Zn Pb Mg Cu	Ti Ba Mn Bi V W Cd Ag Co Ca	Sr Mo Sn Ga La Ni
Muradin Köy, Kovanlik sayt, ocak No. 1.	zásek žily, 40 cm	Si Fe Al Cu Mg Pb	Zn Mn Ca Bi Ti Ba Ag V B Sr	Sn Cd Co Cr Ga
Muradin Köy, Kovanlik sayt, ocak No. 3.	čelba štólne 30 cm	Si Fe Al Mg Zn Cu Pb	Mn Ca Ba Ti Cd Ag Sr Cr	Mo Co Ga Sn Ni
Muradin Köy, Kovanlik sayt, ocak No. 5.	zásek žily, 40 cm	Si Fe Al Cu Zn	Mg Ca Pb Mn V Ti Ba	W Bi Cd Co Sr Ag Mo Y
Dari Köy - Inece.				
Dari Köy, Karayalak,	Pb	čistý galenit	Si Ag Ca Fe Al Cu	Sb Cd Mn Au Mg Mo Zn Ni Sr Cr
Dari Köy, Karayalak,	Si Pb Fe Zn Al	zásek zo žily, vrchná štóla	Cu Ti Cd Ag Ba Ca Mn	Mg V Sb Ga Mo Y Yb Co Ni
Arpalik Köy				
Gümüs dere, No. 2, Abaz Dag	čistý galenit	Pb Ca	Si Fe Zn Mg Bi Al Mn	Sb Cd Ni Ba Cr Ti Zr Sr
Altinoluk				
stará baňa	bežný typ hal- dovej rudy	Si Fe Pb Cu Al	Ag Bi Ba Ca Ti Sr	Sb Mg Zn Cr Mn Mo V Ni
stará baňa	páskovaná bo- hatá ruda	Pb Si Fe Zn Al Ca	Bi Mg Cu Ag Ba Mn As Sb Cd Ti	Sr Cr Mo Co Ni

metalogénnych pomeroch. Rudné rajóny predstavujú úseky, v ktorých vystupujú na povrch malé masívky granitoidných intrúzií. Takéto masívky kyslých až intermediárnych eruptív, ktoré sú mladšie ako ich plášť a priaznivé pre vývin hydrotermálnych ložísk; prejavujú sa vo svojom okolí početnými hydrotermálnymi žilami a ložiskami. Vo svetovej literatúre je opísaný rad takýchto rajónov, hlavne v pásmových sústavách, zvrásnených menovite v čase alpínskeho orogénu; patrí medzi ne aj územie maloázijského polostrova.

Pukliny a trhliny smeru SZ—JV a SV—JZ tvoria priaznivé línie, po ktorých v predrudnom štádiu došlo aj k menším pohybom, alebo k ich čiastočnému otvoreniu. Zvlášť priaznivé sú miesta križovania týchto dvoch systémov trhlín a úseky v ich blízkosti. V obvode Muradinu je viac takýchto príkladov.

Mineralogicko-paragenetické pomery a geochemická charakteristika jednotlivých žíl dávajú im mezotermálny ráz, na ktorom sa pomerne citlivo odráža blízkosť granitoidných intrúzií vo forme hĺbkových a horizontálnych zmien mineralizácie.

Ako vyplýva zo spektrálnych rozborov, galenity bývajú striebornosé a obsahujú aj dosť bizmutu ako izomorfnú prímes, príp. v podobe heterogénnych uzavrenín samotných Bi minerálov. Na galenity sú asi viazané ďalšie kovy ako Cu, Zn, tiež Sb, Fe, Mn a v niektorých prípadoch i As a Mo. Obsahom Bi a ďalších spomenutých prvkov sa vyznačujú vyššie termálne galenity z rajónov v blízkosti granitoidných masívok (Muradin Köy, Altinoluk), zatiaľ čo galenity z lokalít vzdialených od takýchto masívok Bi neobsahujú (Dari Köy).

Sfalerity na opísaných žilách majú dosť vysoký obsah kadmia a hlavne železa (marmatit), a preto sú väčšinou hnedo až tmavo sfarbené. Na sfalerity sa viaže pravdepodobne aj väčšie množstvo V, Sn, Ba a Sr, menovite v rajónoch, kde sú v blízkosti granitoidy. Je dosť možné, že aj obsah Co patrí sfaleritom.

Ostatné stopové prvky, zistené vo vzorkách v študovaných rajónoch, nemožno určite zaradiť a použiť pre jednotlivé hlavné rudné minerály. Niektoré z nich môžu byť viazané na hlavné nerudné alebo vedajšie rudné minerály, ktoré však pre malé množstvo vzoriek sme mikroskopicky neurčovali.

Bratislava, august 1959

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Altinli E: Géologie des vilayets Ordu-Giresun. Rev. fasc. Sci. Univ. Istanbul, 11, p. 135—146. Istanbul. 1946. — [2] Barutoglu O. H.: Zpráva o oloveno-zinkových ložiskách v oblasti Muradin Köy, okres Koyulhisar, vilayet Sivas. Rukopis, preklad z turečtiny. Ankara. 1954. — [3] Blumenthal M.: Vorweisung der geologischen Karte der Türkei in 1:800.000. Verhandl. Schweiz. Naturwis. Gesell. Zürich; S. 114—115; 1946. — [4] Blumenthal M.: Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihre stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Eclog. geol. Helvet. 39, No. 2, Bale. 1946. — [5] Bogdanowicz K.: Suróvce mineralne

- świata. Tom I, Str. 267—291. Warszawa, 1952. — [6] Caucig Fr.: Kurt Schröders Reise-führer, Türkei. Bonn. 1956. — [7] Egeran N.: Relations entre unités tectoniques et les gites métalifères de Turquie. M. T. A., 1/35, S. 44—49. Ankara. 1946. — [8] Ergunalp F.: Light of Turkey's minerals. Mining World, vol. 12, No. 2, p. 28 February, 1950. — [9] Furon R.: Introduction a la géologie et a l'hydrologie de la Turquie. Paris. 1953. — [10] Quelques notes sur l'industrie minérale de la Turquie. Annales des Mines 143, No. 11, p. 25—37, 1954. Roma. — [11] Helke A.: Beobachtungen an türkischen Minerallagerstätten. Teil I—II. Neues Jahrb., Abhandlungen, 88, 1; S. 55—132, 1955. Stuttgart. — [12] Ilavský J. — Beňo J., 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov olovenozinkových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geolog. práce, Zprávy 14. Bratislava. — [13] Ilavský J. — Čilík I., 1959: Náčrt metalogenезy Západných Karpat (aplikáciou zo Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [14] Ilavský J., 1957: Geologia rudných ložísk spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [15] L'industrie minière en Turquie. Echo mines et métallurg. 312, No 3480, 1955. — [16] Keil K., 1956: Die Genesis der Blei-Zinkerz-vorkommen und Lagerstätten von Oberschlesien (Gorný Slask — Polen). Beih. z. Zeitschr. d. Geologie, No 15, Akad. Verl. Berlin. — [17] Kovenko V.: Des miner de plomb argentifere de Gümüşhane. M. T. A., p. 291—300, Ankara, 1941. — [18] Kovenko V.: Région des mines de pyrite cuivresse de Karakrückü, d'Agligk, d'Israil et d'autres mines des environs d'Esbyie et de Görelle (vilayet de Giresun) M. T. A. 8, p. 210—222, Ankara, 1943. — [19] Kraus E.: Zur Kenntnis der Orogene Anatoliens. Berg. u. Hüttm. Monatsch.; Jhg. 101, H. 2, Leoben, 1956. — [20] Metz K.: Zur Verbindung zwischen Taurus und Helleniden. Berg. u. Hüttm. Monatsch. Jhg. 101, H. 2, Leoben, 1956. — [21] Mineralnyje resursy zarubežnych stran. Vyp. 12, Moskya, 1949. — [22] Petrascheck W. E.: Beziehungen zwischen den anatolischen und der süd-europäischen Metallprowinz. Bull. of the Min. res. und explor. Inst. of Turk. No 46/47, Ankara, 1954/55. — [23] Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin. — [24] Sagirolu N. G.: Sur quelques gisements de scheelit en Turquie, Berg. u. Hüttm. Monatsch.; Jhg. 101, H. 2, Leoben, 1956. — [25] Schneiderhöhn H.: Die Kupfererzlagerstätte Murgul im Schwarzmeer-Küstengebiet. Provinz COROH, No Türkei. Erzmetall, Bd, VIII, H. 10, Stuttgart, 1955. — [26] Schubert R. J.: Kreide- und Eozän-fossilien von Ordu am Schwarzmeer (Kleinasien). Verhandl. d. k. geol. RA, Wien, 1907. S. 94—98. — [27] Symposium sur les gisements de fer du monde. Tom I—II, Alger, 1952. — [28] Turchia, Progressi economici. Vie del mondo, 16; No 9; p. 910—911, Roma 1954. — [29] Turchia: Industrializzazione e suole tecniche. Vie del mondo, No. 16. 1954.

JÁN ILAVSKÝ—ANTONÍN GRENÁR.

CONTRIBUTION À LA GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE DE QUELQUES MINÉRAIS DE PLOMB-ZINC EN TURQUIE SEPTENTRIONALE

En 1957 J. Ilavský prit part à une expédition géologique en Turquie ayant pour but de visiter et étudier, à titre d'orientation, plusieurs localités de minerais de plomb-zinc dans diverses régions des pontides de long du bord de la Mer Noire.

I. Situation géologique et minéralogique de quelques gites de plomb dans les pontides

Aux grands environs de Ghiresoune se trouvent de plus abondants gites de plomb-zinc, en quelques endroits relativement plus riches en argent. Le territoire est construit de séries de roches appartenant à la grande unité tectonique des pontides au sens employé par Blumenthal (1946).

La situation géologique de ce territoire a été étudiée en plus grands détails par Altinli (1946), d'après lequel des formations du Crétacé participent à sa construction dans un développement flyschéux et volcanogène, plus rarement avec couches carbonatiques et marneuses, puis avec Eocène et Oligocène.

Les séries de roches du Crétacé sont pénétrées par de petits massifs de roches granitoïdes provenant du Crétacé supérieur ou de l'Eocène, qui font des contacts métamorphiques dans leurs environs.

Le territoire est ainsi d'une construction typique pour une stade „acrobolithique“ du développement des intrusions granitoïdes, qui sont composées de granodiorites à monzonite, parfois de syénites.

Cette construction a une très grande importance métallogénique, surtout pour les gisements de minerais hydrothermaux de toute la région. Cette importance est apparente aussi de la structure géologique, d'après O. H. Barutolgu (1954), des vilayets Ghiresoune-Sivas, qui montre des gîtes de minerais aux environs de Pirazis-Göröle-Akilbabadag -- Sisorta de Sivas.

Il y a de divers types génétiques des gîtes de minerais hydrothermaux dans ces endroits. Les relations génétiques étroites entre eux et les petits massifs granito-monzonitiques deviennent apparentes par leur composition minéralogique et géochimique ainsi que par leur position géologique. Il s'agit des types génétiques suivants:

1. filons de molybdénite-quartz dans les petits massifs monzonito-granitiques;
2. gîtes de la hématite, probablement contact-métasomatiques, dans les couches sédimentaires ou tuffitiques du Crétacé au contact avec petits massifs granitoïdes;
3. filons de plomb-zinc avec du cuivre et de la pyrite, situées presque exclusivement dans les andésites et leurs tuffes.

Parallèlement avec ces types génétiques, dépendants de petites intrusions granitiques, il y a d'autres types de gîtes d'une origine différente, à savoir:

4. minéraux manganèses dans des tuffes et tuffites andésitiques, et
5. minéralisation cuprifères (pyrite, chalcopyrite), liée comme filons dans les porphyres, ou comme imprégnations dans des derniers.

Dans la présente contribution on traite quatre districts de gîtes filoniens de plomb-zinc, à savoir du district de Mouradine Köy dans la région de la montagne Karatas (Karagöl, 3095 m), du district de Dari Köy-Inedje au SW de Ghiresoune, du district d'Arpalik Köy près de Fatse et des gisements d'Altinolouk au bord de la Mer Egée.

Mouradine Köy

Le district minier de Mouradine Köy est situé dans les montagnes de Gumbet Dag. Le mont Kara Göl, d'altitude de 3095 m, et les environs des gisements eux-mêmes sont situés à des altitudes de 1400 à 1700 m.

Le pays est d'une orographie très abrupte, par suite du jeune relief et des récents mouvements orogénétiques qui persistent même aujourd'hui et se manifestent par une forte sismicité du pays. Par suite de la distance relativement courte de la mer (90 km) et des grandes différences d'altitude, l'érosion du pays est très forte rapide.

La situation géologiques des environs de Mouradine Köy est relativement simple. Le territoire entier est construit par andésites crétacés, leurs tuffes et tuffites. Dans ces roches andésitiques il y a des horizons de calcaires et marnes en bancs, comme par exemple au col par lequel file le chemin de Bektache à Mouradine au-dessous de la Kara Göl. Dans cette zone les andésites sont pénétrées par un petit massif de syénites dont le mont Karal Göl est construit. Suivant toute vraisemblance, il est de l'Age Miocène (Altinli 1946).

Dans cette région, les andésites sont atteintes d'une forte silification et chloritisation (propylitisation). Essentiellement, il s'agit d'andésites amphiboliques d'une couleur gris-vert et d'une

structure granuleuse, massive et ferme. Aux environs des filons minéraux elles sont propylitisées, décomposées, atteintes de silification et moins consistantes. Par conséquent, de long des filons l'érosion forme souvent les thalwegs de petits ruisseaux, rivières et torrents.

La situation métallogénique

Les gîtes de plomb-zinc du district de Mouradine Köy sont de vrais filons hydrothermaux du type mésothermal. Comme d'habitude, les filons sont d'une forme assez régulière ou lenticulaire; les filons principaux émettent, par endroits, des filons secondaires, parfois aux bouts des filons il se produisent des bifurcations, des étré sillonnements ou des coincements des rameneaux singuliers.

Les bords des filons vis-à-vis des andésites avoisinantes sont variés. Le plus souvent, ils sont précisément délimités contre leur entourage, c'est-à-dire la fissure filonienne est de la nature d'une dislocation, les parois du filon sont lisses, tandis que le remplissage du filon lui-même consiste de l'andésite détruite, souvent dégradée en tectopélite, lequel se trouve cimenté par matière minérale. Moins fréquemment, les bords du filon minéral se perdent plus ou moins, c'est-à-dire, par la voie d'imprégnation, le remplissage filonien passe graduellement dans le propylite environnant, et des grains isolés de la galénite ou sphalérite se rencontrent même plus éloignés du filon dans les roches environnantes.

Les directions des filons dépendent de la tectonique de fissures des andésites. Il s'agit essentiellement de deux directions principales, le long desquelles des fissures et, en partie, aussi des mouvements se produisaient. La première direction est NNW — SSE, la deuxième ENE — WSW. De toutes les deux on peut apercevoir sur tous les deux côtés des déviations mineures, mais au fond toutes les deux sont stables. Le développement des fissures plus importantes, plus puissantes dans leur distribution aréale resp. spacieuse est assez irrégulier, les distances entre filons ou systèmes de filons étant de quelques cent mètres jusqu'à 1—2 km; par suite de ce fait et du découvrément considérable du terrain, le nombre des filons par une certaine unité aréale semble être relativement grand. Les inclinations de ces filons sont abruptes, voire verticales.

Les macrotectures des remplissages filoniens dans les filons considérés accusent presque exclusivement des raies et lisières. Les raies singulières sont formées en partie par des minéraux à densité et grandeur de grains variés, en partie par des bandes du remplissage filonien Quartzifié. de la propylite, tectopélite, de l'andésite, etc. Les textures massives sont assez rares. Quant aux remplissages de quelques filons, il semble qu'une réouverture des fissures filoniennes es serait produite à plusieurs reprises, parce qu'ici on rencontre parfois des remplissages différenciés des bandes de plomb-zinc avec cuivre et des bandes éminemment cuprifères sans quantités plus importantes de la galénite et de la sphalérite, de-ci, de-là encore des bandes consistant principalement de quartz sans aucuns minéraux.

Les dislocations transversales des filons sont rares, étant donné qu'il y a, en direction longitudinale, peu de dislocations transversales, et même si elles se sont produites par endroits, leurs envergures (les distances du déplacement) sont insignifiantes, atteignant à peine quelques décimètres.

Le remplissage minéralogique des filons sur toute l'étendue du terrain est assez monotone. Les minéraux principaux sont galénite, sphalérite, pyrite et chalcopryrite. En roches stériles dans le remplissage des filons on rencontre le plus souvent de l'andésite propylitisée et le quartz. L'examen microscopique a relevé que la chalcopryrite est accompagnée assez souvent de petites quantités de covelline et de bornite; dans les grains de galénite il y a de petites quantités de cérrusite. La structure des échantillons étudiés est granuleuse à la hypidiomorphe. Les structures de quelques filons sont porphyriques, granuleuses à l'allotriomorphe et breccieuses.

La pyrite se trouve le plus souvent entourée de quartz ou elle est dispersée très irrégulièrement. En outre, elle est enclavée aussi dans la galénite et la sphalérite, parfois à leurs bords.

La sphalérite appartient, en association avec la pyrite, aux plus anciens minéraux de remplissage. Sa couleur est brune de noir, elle contient donc des quantités plus élevées de fer.

La galène est, à sa surface grossièrement polie, pleine de petits triangles caractéristiques dont l'arrangement est ou rectiligne et parallèle ou, chez quelques grains larges, arqué et „en éventail". Ce sont des preuves de ce que les grands cristaux de la galénite n'étaient plissés qu'après leur naissance. La galénite est métasomatisée par tous les minéraux récents, surtout par le quartz.

La bornite est un minéral caractéristique en association avec la chalcopryrite. Sa forme est irrégulière, souvent oblongue. Elle est légèrement métasomatisée par la chalcopryrite et la covellite.

La chalcopryrite se trouve englobée dans la matière minérale, surtout dans le quartz, en association avec la pyrite. Elle est plus jeune que la pyrite; sa participation est inférieure à celle de pyrite. La chalcopryrite est métasomatisée par la covellite et le quartz, de sorte qu'en beaucoup d'endroits il ne restait après elle que des reliquets. Un rôle important dans la métasomatose de chalcopryrite appartient à la cuprite, par laquelle la chalcopryrite est quelquefois totalement remplacée.

Dans de plus grands grains de chalcopryrite on rencontre de petits reliquets de chalcopryrite plus ancien.

La chalcopryrite est développée „en gouttelettes"; elle se trouve enclavée aussi dans la sphalérite et dans la galénite.

La bournonite (?) n'a été trouvée que dans un cas seul. C'était en forme d'un petit grain, restreint à l'allotriomorphe, en association avec la chalcopryrite dans le matériel grossièrement poli. Ici, outre de méthodes optiques il n'était pas possible d'utiliser d'autres méthodes d'identification.

La tetraedrite est, en somme, peu répandue dans les filons aux environs de Mouradine. Elle se trouve principalement dans les gros grains de chalcopryrite où, par endroits elle est dans un état assez concentrée. En forme d'insinuations variées elle remplace la chalcopryrite.

La chalcosine apparaît dans les échantillons en association avec la chalcopryrite, parfois aussi avec la bornite. Elle remplace souvent la bornite, pénètre dans la chalcopryrite aussi en petites formations de corrosion ou il forme des entailles incohérentes autour des grains de chalcopryrite.

La covellite est un minéral relativement abondant dans les filons du territoire, presque en association avec la chalcopryrite et la bornite.

L'hématite se trouve parfois dans les remplissages filoniens en association avec le quartz, tous les deux présentant des relations étroites à la galénite et à la sphalérite. Dans le quartz elle produit de petites bandes intactes, cohérentes, quelquefois aussi des formations radialement plumuleuses.

Le quartz est développé, presque dans tous les filons, en deux formes, à savoir

a) comme partie intégrante de la roche de base, dans laquelle des solutions minérales ont pénétré;

b) comme matériel accompagnant la minéralisation.

Le premier type est à grain fin allotriomorphe, de couleur blanc-grisâtre. Le second, faisant part de la minéralisation, est plus jeune en comparaison avec les minéraux métalliques. Il est ou à grain gros ou à grain fin. Il est pur, la restriction des grains est d'un caractère allotriomorphe.

La cuprite peut être observé isolément parmi des grains de chalcopryrite, parfois aussi en bordures plus cohérentes autour d'elle.

La limonite se rencontre très souvent en association avec la cuprite, au voisinage de chalcopyrite, parfois aussi de pyrite. Quelquefois la limonite se trouve aussi dans le sphalérite où il se développe aux dépens du fer isomorphe.

La cérrusite dans les filons minéraux aux environs de Mouradine est relativement rare. Il se trouve en forme de veines minces dans la galénite.

L'anglésite est d'une occurrence assez commune dans les zones d'oxydation. Elle se trouve au voisinage de petits cristaux de cérrusite à la manière que l'anglésite est plus proche à la galénite, la cérrusite plus loin d'elle.

La smithsonite se trouve également dans les zones d'oxydation, en association avec l'anglésite et la cérrusite, en forme de croûtes blanches poreuses.

La malachite se présente dans les filons où la chalcopyrite est plus abondante (Ak Sou).

L'azurite abonde dans les filons avec prépondérance de chalcopyrite (Ak Sou). Elle se trouve non seulement dans le remplissage filonien lui-même mais aussi dans toute la zone de l'altération hydrothermale, dans la direction du filon.

Les relations paragénetiques et la succession dans les filons minéraux de ce district accentuent les caractéristiques suivantes:

La distribution de pyrite montre qu'en partie importante elle ne fait pas part du développement de sphalérite et de galénite, pas plus que d'autres minéraux, mais elle se produisait comme résultat d'une phase de la minéralisation plus ancienne — du processus de cristallisation de tous les minéraux métalliques et non-métalliques. Ce n'était qu'après la formation de pyrite que les autres minéraux cristallisaient après un certain intervalle.

Dans les parties de sphalérite-galénite des remplissages métalliques il n'y a plus que peu de pyrite. En tant qu'il en y a de plus, il est en association avec la chalcopyrite où elle forme des grains crevés à l'allotriomorphe, entourés de quartz, ou des reliquets enclavés dans la chalcopyrite. C'est la première phase de la minéralisation.

Après cela il vint la seconde phase de la minéralisation avec sphalérite, galénite, bournonite, bornite, chalcopyrite, tetraedrite, chalcosine, hématite et quartz. Pendant cette phase, le processus de dégagement de chalcopyrite se répète plusieurs fois, en conséquence de quoi il peut arriver, en cas de textures bandées des remplissages, un développement des bandes de chalcopyrite indépendantes, faisant ressembler une phase cuprifère indépendante.

Enfin il arrive la phase des processus supergéniques d'oxydation avec la formation des minéraux secondaires, comme la limonite, l'anglésite, la cérrusite, la smithsonite, la cuprite, l'azurite et la malachite, pendant laquelle il se produit souvent une oxydation sélective par suite d'une érosion relativement rapide de la surface, qui reste par endroits en arrière de l'oxydation, par ailleurs elle la précède (voir la table avec le texte slovaque).

Le caractère géochimique schématique du district minier de Mouradine a été déterminé par analyses quantitatives spectrales d'échantillons prélevés des filons. Le nombre des échantillons ramassés de filons particuliers n'était pas suffisamment grand pour pouvoir signaler, d'une façon plus exacte, les changements géochimiques en directions horizontale et verticale.

Tout le district se distingue par une prépondérance du plomb et du zinc sur les autres métaux. Vers le S., dans les environs des communautés Kan Köy et Ak Sou, le cuivre s'accroît dans les filons, aux dépens du plomb et du zinc.

La minéralisation passe dans la profondeur par les changements verticaux dans la paragenèse du cuivre. Au-dessous du niveau de la métallisation cuivreuse on n'exclue pas la présence d'une minéralisation du type molybdénitique, comme cela est apparent de l'étude de Ö. H. Barutoglu (l. c.). Cette règle a été confirmée aussi par les résultats des analyses spectrales qui montrent que, dans un nombre considérable des échantillons prélevés aux environs d'Ak Sou, on trouve des quantités plus ou moins abondantes de Mo, V, et Sn; en effet, ces éléments se rencontrent en quantités réduites aussi dans la région de Mouradine. Outre cela, vers Ak Sou, on trouve

encore, comme éléments nouveaux, La, Y, Li, Be et Yb. Vers Ak Sou c'est qu'on s'approche, en sens horizontal, au petit massif syénitique de Kara Göl, distant encore quelques 5—7 km. Le voisinage de ces masses granitoïdes exerce donc son influence prononcée sur la composition géochimique des remplissages dans les filons minéraux du district minier de Mouradine (voir la table).

Dari Köy — Inedje (Boulandjak)

Le district minier de ces deux villages est situé environ 10 km au SW de Ghiresoune (ligne directe) dans le bassin de la rivière Büyük Göre Deresi à une altitude absolue d'environ 300 m.

L'orographie du pays se distingue par grandes différences d'altitude entre le fond des vallées et les crêtes des bifurcations.

Au point de vue géologique le pays appartient aussi à la grande unité tectonique des pontides. Il est construit par un complexe puissant de roches volcanogènes, composé d'andésites et de basaltes. Ces roches sont vues en nombreux flots de lave l'une au-dessus de l'autre, ayant entre elles des couches agglomératiques et des couches de tuffs et de tuffites. Parfois on rencontre parmi les roches volcanogènes des sédiments marno-calcaires.

Quant à son âge, ce complexe occupe une position très large entre le Crétacé supérieur et le Pleistocène (Barutoglu 1954).

Le découverturement du terrain et l'orientation sont très mauvais, par suite de la végétation luxuriante et de l'éboulis. Il y a peu de sorties de roches, et même celles-ci sont imparfaites.

La littérature géologique sur le pays est très modeste (Kovenko 1943, Altinli 1946, Mineralne resursy zarubežnych stran 1949).

La situation métallogénique

L'ensemble du district minier aux environs des villages Dari Köy et Inedje est un petit endroit des gîtes de plomb et de zinc dans une région métallogène pontique, étendue au sens de Petrascheck (1949). On rencontre ici plusieurs filons minéraux qui sont, quant à leur forme, des filons véritables, déposés, dans des fissures de dislocation en directions NW — SE et SW — NE. Le plus souvent, les inclinaisons des filons sont escarpées, leurs formes lenticulaires. Les roches environnant les filons sont des andésites propylitisées et blanchies, parfois même kaolinisées.

Les macrotextures des remplissages minéraux sont le plus souvent breccieuses, „en cocardes”, rarement bandées. Dans le remplissage c'est la propylite quartzifiée qui prédomine presque partout. Les bords des filons contre leur entourage sont précis, mais quelquefois les filons se fondent avec leur entourage.

La composition minéralogique des filons minéraux consiste en général de la même association de minéraux dans tout le district minier. La structure du remplissage est granuleuse à l'hypidiomorphe, la masse principale étant le quartz, qui est en partie plus ancien que les minéraux métalliques, en partie contemporain avec les minéraux métalliques. Dans le quartz se trouvent distribués les autres minéraux métalliques.

La pyrite appartient parmi les minéraux métalliques les plus répandus. Sur la pyrite se manifeste la corrosion de plus jeunes minéraux, surtout de sphalérite.

La sphalérite est à grain plus gros que la pyrite et, après ce dernier, le minéral le plus abondant. Les grains sont d'un développement hétérogène. Elle est de couleur gris-blanc, au microscope jaune brun, sans fer isomorphe, attaqué par le quartz lui-même, renfermant des grains de pyrite en forme de reliquats ronds. L'âge de sphalérite est, le plus souvent, identique avec celui de galénite, en cas isolés la première est plus ancienne que la dernière. Relativement

souvent, la sphalérite renferme la chalcopyrite. Les deux forment ensemble structures émulsives typiques.

La galénite forme, le plus souvent, des cristaux hypidiomorphiques enclavés dans la roche stérile de quartz. Aux surfaces de contact avec la sphalérite, on voit quelque fois dans la galénite de petites inclusions „en gouttes” de chalcopyrite. Les grains de galénite sont fortement attaqués par le quartz.

La chalcopyrite est étroitement liée, quant à sa naissance et apparition, avec la sphalérite et la galénite. Comme d'habitude, elle est réduite en reliquats. Son développement le plus abondant est „en gouttes” dans la sphalérite où les grains sont distribués irrégulièrement. Sur de plus grands grains de chalcopyrite on observe parfois les signes de lamellation.

Le quartz est un minéral très abondant. L'examen microscopique a permis de distinguer deux espèces de quartz, à savoir 1° quartz préminéral, 2° quartz postminéral. La première espèce (préminérale) est gris-blanc, massive, avec une extinction nettement onduleuse. La seconde est claire, d'un caractère granuleux, sans extinction onduleuse apercevable.

La limonite se rencontre dans les veines typiques qui pénètrent à travers la galénite, la sphalérite et la pyrite.

Les minéraux oxydiques du plomb et du zinc sont aussi représentés dans les filons minéraux de ce district minier, mais ils n'ont pas été identifiés en détail.

A cause de sa proximité à la mer, le district minier de Dari Köy — Inedje a été exploré plusieurs fois dans le passé. Pendant la période 1900—1910 c'étaient des entrepreneurs français qui ont exécuté ici des travaux de fouilles de moindre envergure au moyen de cannelures et puits. Plus récemment, on a fait ici également des travaux d'une envergure moins importante.

Arpalik Köy — les montagnes d'Abaz Dag (Kaza Fatsa, vilayet d'Ordou)

En ligne directe, les gîtes de plomb-zinc dans les montagnes d'Abaz Dag se trouvent environ 20 km au S du port de Fatsa sur la côte de la Mer Noire. Les environs des gisements sont situés à une altitude absolue d'environ 470 m.

L'orographie du pays est aussi abrupte, les collines sont relativement élevées (environ 200—300 m), les vallées sont étroites, escarpées, inaccessibles.

La situation géologique de la région d'Abaz Dag se distingue par les mêmes formations que les autres zones des pontides ci-haut décrites. Il s'agit de séries volcanogénosédimentaires du Mésozoïque ou du Miocène. Ce sont les roches andésitiques, comme les laves, les tuffs et les tuffites qui prédominent. Les niveaux y sont formées de marnes et de calcaires, dans lesquels Altinli a trouvé (1946) de la faune mésozoïque.

Situation métallogénique

Les gîtes de plomb-zinc sont enclavés dans des andésites et leurs tuffs. Il s'agit de vrais filons hydrothermaux qui ont, le plus souvent, une direction NNW — SSE. Quant à leur forme, les filons sont arrangés à la manière de planches, formant des corps réguliers; parfois les gisements forment des colonnes.

Les inclinations des filons minéraux ou des corps colonnes sont raides, même verticales.

Le remplissage des corps colonnes accuse plus ou moins le caractère d'une brèche tectonique, entrelacée de petites veines discontinues à la manière d'une réseau. Dans cette „brèche tectonique” du gisement les veines elles-mêmes du minéral ont, comme d'habitude, des macrotextures bandées. Les bords des veines, qui se détachent vivement de la roche environnante, sont remplis d'abord de galénite et de sphalérite pure, au milieu des veines elle se trouve précipitée, comme élément

plus jeune, du carbonate blanc-jaunâtre composé de calcite à ankérite. Parmi les minéraux métalliques il y a très peu de chalcopryrite et de pyrite.

Par endroits, la structure des minerais est massive; on rencontre souvent un développement à gros grain des minéraux métalliques, surtout de la galénite et de la sphalérite. Les carbonates, eux aussi, accusent un développement à gros grain, tandis que la pyrite et la chalcopryrite sont à grain fin.

Les roches environnant les gisements sont des andésites à grain fin, de couleurs claires avec une teinte de rose. Plus loin de la zone de minéralisation, il y a des andésites d'une structure breccieuse. Au voisinage des filons minéraux on rencontre, par l'ordinaire, des andésites fortement quartzifiées par la voie d'une pénétration diffuse de la roche entière. La propylitisation des roches est maigre, et cela n'est qu'immédiatement dans le gisement.

Dans les environs proches et plus éloignés de ces gisements il y a encore, à plusieurs endroits, quelques filons de plomb-zinc qui n'ont été cependant ouverts qu'insuffisamment par des travaux d'exploration.

II. La situation géologique et minéralogique de quelques gîtes de plomb-zinc des anatolides

Altinolouk (vilayet d'Edremite)

Le village d'Altinolouk est situé à 2 km de la côte de la Mer Egée dans le golfe d'Edremite. La distance directe entre ce village et la ville d'Edremite est 24 km au W. Le gisement se trouve au NW de ce village à une altitude absolue d'environ 440 m.

Le terrain aux environs du gisement est montagneux, avec une topographie aiguë, fortement sillonné par érosion, les profondes vallées escarpées sont peu accessibles, la surface est en partie karstifiée, étant construite de calcaires.

La situation géologique des environs d'Altinolouk est différente de celle des localités décrites ci-avant. Le territoire appartient à l'unité tectonique des anatolides, construite aux grands environs d'Edremite par le Paléozoïque dans un développement des schistes cristallo-filiens. De vastes superficies dans le Paléozoïque sont occupées par les roches éruptives basiques, comme gabbros, diabases, serpentinites. Le Paléozoïque et superposé par le Mésozoïque dans un développement similaire aux pontides, c'est-à-dire après le Jurassique ce sont des développements calcaires du type alpin, à partir du Crétacé des formations volcanogènes. L'Eocène n'est développé ici qu'aux proximités de la mer. Par la suite, le Miocène est de nouveau fortement représenté par des volcanites et sédiments. Le Tertiaire comprend aussi de petits massifs d'intrusions granitoïdes qui fortement rappellent la région des pontides aux environs de Ghiresoune. Ils apparaissent à la surface à l'Est de la ville d'Ayvalik et aussi au voisinage la Mer Egée, à l'Ouest d'Altinolouk.

La situation métallogénique

Les gîtes de plomb-zinc près d'Altinolouk se trouvent dans le Paléozoïque qui est construit ici de roches basiques métamorphisées, comme les diabases et les prasinites. Dans ces roches basiques il y a de puissants horizons de calcaires ou de marbres cristalliques à marne de couleur rose. Ces calcaires, par endroits marborisés, forment l'entourage immédiat des gîtes de plomb-zinc. Ils sont d'une couleur claire, formant des bancs, d'une structure saccharoïde, marborisés. Par suite de leur tectonique plus jeune, les calcaires sont disloqués et fortement karstifiés.

Quant à la forme, la partie principale du gisement consiste en couches, ou de corps linguiformes, horizontaux ou subhorizontaux d'une étendue considérable, qui font l'impression d'être d'origine sédimentaire. Un autre type qui se présente sont des nids et des accumulations irrégulières dans les calcaires. Les corps stratifiés en planches, tout en accusant, par une certaine superficie, une puissance assez stable, graduellement diminuent en épaisseur vers les côtés.

En même temps, la structure du remplissage se change également, au sens que la galénite à gros grain, relativement compacte, d'une structure massive aux endroits de sa plus grande épaisseur, aussi vers les bords en textures de couche et ensuite en formes de filons dans les endroits où „la couche” se diminue en direction horizontale.

La position géologique des couches minérales est presque toujours telle qu'au-dessus d'elles, en proximité immédiate, il y a des couches des schistes verts métamorphiques (de tuffites à diabase métamorphiques), le minéral lui-même étant cependant toujours enclavé dans des calcaires.

La délimitation des couches métallifères contre leur entourage n'est pas nette et prononcée, avec transitions graduelles du minéral fondu jusque compact aux calcaires avoisinants, accompagnées de manifestations d'une métagénèse des calcaires par la galénite et la sphalérite.

La situation tectonique dans le gisement est assez compliquée par suite de nombreuses dislocations qui ont divisé le lit originalement horizontal en tables et en blocs qui sont élevés ou baissés l'un envers l'autre en direction verticale. Le long des dislocations verticales il se produisaient plus tard d'autres processus de minéralisation qui donnèrent naissance à des formes proches aux filons, accumulations et corps irréguliers.

Il y a deux sortes de remplissage des couches minérales au point de vue de la structure, à savoir

- a) à gros grain, massif jusque compact ou fondu;
- b) à grain fin — surtout dans les textures stratifiées.

Dans les épaisseurs grosses les textures des minéraux sont massives, dans les épaisseurs diminuées des couches elles sont bandées. Elles sont compactes à la breccieuse, surtout dans les parties „filoniennes” des corps minéraux et là où les „couches” se diminuent jusqu'à zéro.

Au point de vue minéralogique le remplissage des corps minéraux consiste surtout de galénite, la sphalérite y étant moins représenté. Il n'y a que très peu de chalcopryrite, hématite et pyrite. Comme remplissage stérile, on voit, le quartz à petit cristal ou le quartz entier et la calcite, qui passent graduellement dans les roches environnantes à travers d'une zone de calcaires cristallisés et quartzifiés, formant une masse à grain fin, massive, avec des nids de calcite à gros grain jaunâtre.

D'après des échantillons prélevés à cette localité on ne saura pas la caractériser par un seul type de structure. Il s'agit de la combinaison au moins de trois types principaux, dont deux (le type granuleux allotriomorphe et le type squeletteux) ne sont plus représentés que d'une façon subordonnée, le type prédominant étant la structure rélictive, qui s'est développée aux dépens des autres deux. Les masses minérales se présentent comme veines, autour desquelles il y a de plus grandes quantités de quartz attaquant les roches calcaires avoisinantes. Des remplissages de tel caractère se rencontrent surtout dans les parties où le gissement se termine, à la manière des filons, en calcaires. Autrement, dans les couches la structure des minéraux est granuleuse allotriomorphe ou hypidiomorphe. Une autre forme de métallisation est l'imprégnation dans les calcaires et les roches Quartzifiées, surtout au cas de plus ancienne pyrite à grain fin.

La succession de cristallisation des minéraux du remplissage filonien, établie au moyen d'études microscopiques, est récapitulée dans une table avec le texte slovaque (p.).

Les minéraux particuliers du remplissage présentent les caractéristiques suivantes:

Pyrite. Comme d'habitude elle se rencontre dans les échantillons en petits grains arrondis dans les parties stériles, inclus le quartz. Elle est le plus ancien minéral métallique.

Chalcopryrite. Ce qui est resté des cristaux de chalcopryrite dans les échantillons, ce ne sont souvent plus que de reliquats minimes qu'on peut désigner comme étant en relation étroite avec la galénite, dans laquelle elle se rencontre le plus souvent. Le covellite, elle aussi, accuse une relation similaire à la chalcopryrite. La grandeur des reliquats de chalcopryrite va de quelques centièmes de millimètres jusqu'à 0,005 millimètres.

Sphalérite. En association avec la galénite, elle forme les individus de cristal absolument les plus grands et, après la galénite, il y en a aussi les quantités les plus grandes. Sa distributions dans les remplissages est restreinte à des accumulations locales, qui ont une forme irrégulière. La sphalérite est limitée presque exclusivement aux parties quartzifiées des remplissages métalliques. Sa métasomatose par la galénite et le quartz est prononcée. Autrefois, les grains de sphalérite furent attaqués par la galénite, de manière qu'il n'en restèrent que des feuilles minces. Pour l'ordinaire, la sphalérite est attaquée par les formations lobulaires du quartz.

Galénite. Parmi les minéraux métalliques, la galénite est la plus répandue dans la localité. Elle forme de grands grains jusqu'au-dessus de 1 cm. Les formations triangulaires caractéristiques sont abondantes aux superficies grossièrement polies. Comme les autres sulfides, aussi la galénite se trouve attaquée par le quartz.

Hématite. Comme d'habitude, les cristaux d'hématite sont aciculaires ou granuleux à l'alotriomorphe. D'ordinaire, l'hématite n'est attaquée que par le quartz et, dans la zone d'oxydation, par la limonite.

Covellite. La covellite s'est développée aux dépens de chalcopryrite primaire, ses bords étant visibles autour de chalcopryrite. La grandeur moyenne des cristaux de covellite est d'environ 0,02 mm.

Dans la zone d'oxydation il se développent, aux dépens de beaucoup de minéraux primaires, les produits d'oxydation de ceux-ci, parmi lesquels on voit le plus souvent la limonite, puis la cuprite et, très rarement, des couvertures de malachite. Sur les masses de galénite et de sphalérite il se forment des cristaux de cérrusite et des croûtes d'anglésite et de smitsonite, qui n'ont pas été explorées en détail.

La zone d'oxydation dans cette localité atteint des profondeurs considérables, parce que les calcaires dans lesquels le gisement se trouve enclavé sont assez fortement disloqués au point de vue tectonique et, le long des lignes tectoniques, ils deviennent karstifiés et caverneux.

Aux grands environs d'Altinolouk on trouve, outre ce gisement, encore un nombre de moindres gîtes de plomb-zinc des types filoniens, qui sont enfermés dans des formations plus basses et plus anciennes au points de vue topographique et géologique. Il s'agit de schistes gris-verts métamorphisés, fortement disloqués et plissés au point de vue tectonique, dans lesquels les filons passent en direction NW — SE avec des inclinations modérées de 15—20° vers le NE. Les remplissages des filons sont massifs ou en bandes. Ils se composent également de galénite, de sphalérite et, en quantités peu importantes, de chalcopryrite, de pyrite et de quartz.

CONCLUSION

En récapitulant les résultats de l'étude, aux localités ci-haut mentionnées, des gîtes de plomb-zinc des pontides et des anatolides en Turquie septentrionale, on peut dire en conclusion que les districts miniers de ces subprovinces se sont développés sous conditions favorables structuro-géologique très favorable au développement des gisements hydrothermaux; dans leur entourage ils apparaissent à la surface de petits massifs d'intrusions granitoïdes. Des petits massifs pareils de roches éruptives acides ou intermédiaires, qui sont plus jeunes que leur manteau, sont un facteur géologique très favorable au développement des gisements hydrothermaux; dans leur entourage ils se manifestent toujours par de nombreux filons et gîtes hydrothermaux, surtout dans les systèmes de zones plissés, notamment pendant la période de l'Orogenèse alpine, auxquels appartient aussi le territoire de la péninsule occupée par l'Asie Mineure.

Des lignes favorables sont les dislocations et fissures en directions NW — SE et NE — SW, le long desquelles, pendant la stade pré-métallique, même des mouvements plus ou moins importants se produisent, ayant pour résultat l'entreouverture de ces dislocations et fissures. Particulièrement favorables sont les points où ces deux systèmes de fissures se coupent, et les zones dans leur voisinage. De tels exemples il y plusieurs dans le district de Mouradine.

La situation minéralogique et paragénetique et les caractéristiques géochimiques des filons individuels leur empruntent un caractère mésothermal qui fait refléter assez vivement la proximité d'intrusions granitoïdes par des changements et horizontaux dans la minéralisation.

Comme il est apparent des analyses spectrales des minerais et des minéraux décrits dans cette contribution, les galénites sont argentifères et contiennent aussi des quantités considérables de bismuth en forme d'une admixtion isomorphe ou quelquefois aussi en forme d'inclusions hétérogènes ou d'alliage des minéraux de bismuth indépendants. Probablement, aux galénites sont liés d'autres métaux, comme Cu, Zn, puis Sb, Fe, Mn et parfois aussi As et Mo. Par leur contenu de bismuth et de plusieurs des éléments mentionnés se distinguent les galénites thermales à un plus haut degré, provenant des districts aux proximités des petits massifs granitoïdes (Mouradine Köy, Altinolouk), tandis que les galénites des localités loin de tels massifs ne contiennent pas de bismuth (Dari Köy).

Les sphalérites dans les filons décrits contiennent des quantités considérables de cadmium et de fer (marmatite) et c'est pourquoi elles ont le plus souvent une couleur brune jusque brun-noir. Probablement, aux sphalérites sont liées des quantités élevées de V, Sn, Ba et Sr, notamment dans les districts, à la proximité desquels il y a des granitoïdes. Il se peut facilement que les sphalérites contiennent aussi de Co.

Quant aux autres éléments en traces dont la présence a été démontrée dans des échantillons particuliers prélevés dans les districts explorés, on ne peut pas les ranger avec certitude à l'un ou à l'autre des minéraux métalliques principaux. Quelques uns d'eux peuvent être liés aux minéraux non-métalliques principaux ou aux métalliques secondaires, d'autres — parmi eux par exemple le vanadium — peuvent être liés à des minéraux indépendants qui cependant n'ont pas pu être déterminés au microscope en vue des petites quantités du matériel échantillonné.

Bratislava, en août 1959

*Institut Géologique Dionýz Štúr,
Bratislava*

- Fig. 1 — Plan de situation des gîtes de plomb-zinc en Turquie septentrionale.
Fig. 2 — Kan Köy. Macrotecture du filon minéral de Marra.
Fig. 3 — Ak Sou Köy. Macrotecture du filon minéral près d'Etchek Köy, Mouradine.
Fig. 4 — Mouradine Köy. Macrotecture du filon minéral de Kovanlik Sayt.
Fig. 5 — Mouradine Köy. Front de la galerie ocak No. 2 au filon de Yikik tepe.
Fig. 6 — Arpalik Köy — Abaz Dag. Caractère détaillé de 1 m² de superficie au gîte de plomb-zinc de Gümüs dere dans la galerie ocak No. 1.

Légende: 1 — andésites propylitisées, roches avoisinantes des gîtes de plomb-zinc, 2 — remplissage de propylite stérile des filons minéraux, 3 — remplissage de propylite des filons minéraux avec imprégnation peu abondante de galénite-sphalérite, 4 — quartz filonien avec imprégnation de galénite et de sphalérite, parfois d'autres minéraux métalliques, 5 — Remplissage filonien de quartz avec nids de minéraux métalliques, 6 — type de minéral fondu, marmatitique (galénite-sphaléritique), 7 — nids d'un minéral de plomb-zinc de bonne qualité dans du propylite filonien, 8 — veines de calcite et d'ankérite dans les remplissages filoniens.

Pl a n c h e XVII

Mouradin Köy — Ak Sou Köy

Fig. 1. Vue générale de la métallisation, médiocrement grossie. Pyrite (P), sphalérite (S), galénite (G), chalcoppyrite (CH), quartz (K); grossi 6 fois.

- Fig. 2. Grain de sphalérite attaqué par limonite en forme de veines. Sphalérite (S), limonite (L). Grossi 160 fois.
- Fig. 3. Vue générale de la métallisation. Zone moyenne (Sp): quartz-hématite. Zone au côté gauche (Lp): pyrite-chalcopryrite. Zone au côté droit (Pp): sphalérite-galénite. Quartz (K), hématite (H), sphalérite (S), galénite (G), pyrite (P), chalcopryrite (CH). Grossi 6 fois, grossièrement poli.
- Fig. 4. Vue détaillée d'une raie d'hématite. Chalcopryrite attaquée par hématite. Hématite (H), chalcopryrite (CH). Grossie 200 fois, grossièrement polie.

Planche XVIII

- Fig. 1. Pénétration d'une veine de quartz à hématite dans la galénite. Quartz (K), hématite (H), galénite (G). Grossi 60 fois, finement poli.

Dari Köy — Inedje

- Fig. 2. Photographie d'une échantillon de minéral, un peu grossi. Pyrite (P), sphalérite (S), galénite (G), quartz (K). Grossi 6 fois. Grossièrement poli.
- Fig. 3. Métasomatose de galénite par quartz. Cristaux idiomorphes de pyrite (P), galénite noir (G); les endroits blancs représentent des fissures de clivage. Cristaux de quartz (K). Grossi 60 fois. Finement poli.
- Fig. 4. Inclusions de chalcopryrite (CH) dans du sphalérite (S). Galénite (G), pyrite (P), quartz (K). Grossi 200 fois. Grossièrement poli.

Planche XIX

Altinolouk

- Fig. 1. Vue générale du caractère du remplissage filonien entouré de calcaires paléozoïques. Grossi 6 fois.
- Fig. 2. Mouradine Köy. Préparation d'échantillons (broyage) sur le coteau de la galerie du filon de Kovanlık Sayt.

Planche XX

- Fig. 1. Veine de hématite (H) attaquée par pyrite (P). Pyrite attaquée par limonite (L). Grossièrement polie. Grossie 130 fois.
- Fig. 2. Les montagnes de Gumbet Dag au S. de Ghiresoune. La ville de district de Bektache. Relief désert typique sans végétation.

Planche XXI

- Fig. 1. Métasomatose de chalcopryrite (CH) par covellite (K) et oxydes de cuivre (Ox). Grossièrement poli. Grossi 130 fois.
- Fig. 2. Mouradine Köy. Sortie d'un filon minéral, englobé de plus mousses andésites propylitiques, sur une pente abrupte, le long de laquelle une cannelure de terrain est creusée par érosion.

Planche XXII

- Fig. 1. Sortie d'un filon de plomb-zinc dans le bassin du ruisseau d'Etchek dere. Travaux préparatifs pour le prélèvement d'échantillons.
- Fig. 2. Dari Köy. Sortie du filon minéral dans le bassin du ruisseau d'Üzümlük Ø obouzou.

VYSVETLIVKY K TABULKÁM

Tab. XVII.

Muradin Köy — Ak S u Köy

- Obr. 1. Celkový pohľad na rudninu. Pyrit (P), sfalerit (S), galenit (G), chalkopyrit (CH), kremeň (K), zv. 6×.
- Obr. 2. Zrno sfaleritu zatlačované limonitom vo tvare žiliek. Sfalerit (S), limonit (L). Zv. 160×.
- Obr. 3. Stredné pásmo (Sp): kremeň-hematit. Ľavé krajné pásmo (Lp): pyrit-chalkopyrit. Pravé krajné pásmo (Pp): sfalerit-galenit. Kremeň (K), hematit (H), sfalerit (S), galenit (G), pyrit (P), chalkopyrit (Ch). Zv. 6×, nábrus.
- Obr. 4. Detail hematitového prúžku. Hematit zatlačuje chalkopyrit. Hematit (H), chalkopyrit (Ch). Zv. 200×, nábrus.

Tab. XVIII.

- Obr. 1. Prenikanie kremennej žilky s hematitom do galenitu. Kremeň (K), hematit (H), galenit (G). Zv. 60×, výbrus.
- Dari Köy — Inece
- Obr. 2. Rudná vzorka pri malom zväčšení. Pyrit (P), sfalerit (S), galenit (G), kremeň (K). Zv. 6×, nábrus.
- Obr. 3. Zatlačovanie galenitu kremeňom. Idiomorfne kryštáliky pyritu (P), galenit čierny (G); biele miesta predstavujú štiepne trhlíny. Kryštáliky kremeňa (K). Zv. 60×, výbrus.
- Obr. 4. Inklúzie chalkopyritu (Ch) vo sfalerite (S). Galenit (G), pyrit (P), kremeň (K). Zv. 200×, nábrus.

Tab. XIX.

Altinoluk

- Obr. 1. Celkový pohľad na charakter rudnej výplne v paleozoických vápencoch. Zv. 6×.
- Obr. 2. Muradin Köy. Príprava vzoriek (drvenie) na halde štólne (žily Kovanlık Sayt.)

Tab. XX.

- Obr. 1. Žilka hematitu (H) zatlačuje pyrit (P). Pyrit je zatlačovaný limonitom. Zv. 130×, nábrus.
- Obr. 2. Pohorie Gumbet Dag južne od Giresunu. Okresné mestečko Bektaş. Typický hôľny reliéf bez vegetácie.

Tab. XXI

- Obr. 1. Zatlačovanie chalkopyritu (CH) kovelínom (K) a oxydmi Cu (Ox). Zv. 130×, nábrus.
- Obr. 2. Muradin Köy. Odkryv rudnej žily v mákších propylitizovaných andezitoch na prudkom svahu, pozdĺž ktorého erózia modeluje terénnu rýhu.

Tab. XXII

- Obr. 1. Odkryv žily oloveno-zinkovej rudy v riečisku potoka Ecek dere. Príprava odberu zásekových vzoriek.
- Obr. 2. Dary Köy. Odkryv rudnej žily v koryte potoka Üzümlük obuzu.

ALBÍN KLINEC

NIEKOLKO POZNÁMOK K ÚZEMIU NA STYKU GEMERÍD S VEPORIDAMI

(Predbežná zpráva)

Počas terénneho výskumu roku 1959 študoval som územie na styku gemeríd s veporidami v západnej časti topografických listov Dobšiná a Slavošovce.

Na západe možno územie vymedziť hranicou uvedených listov; od severu z údolia Dobšinského potoka na juh po Rejdovú, ďalej cez Široké pole po Brdrárku a Markušku. Odtiaľ ide na JZ smerom na Rochovce a Maguru (k. 882,7).

V JZ časti listu Slavošovce sa na zostavení geologickej mapy podieľal aj St. V r á n a.

Vo vymedzenom území pracovali posledne V. Z o u b e k a L. S n o p k o (1954, 1955), v južnej časti M. M i š í k (1951) a o rudných pomeroch južnej časti kohútiskeho masívu sa zmiňuje J. K a n t o r (1955). Okrem toho tu pracovali ešte O. F u s á n a A n d r u s o v - K u ť h a n (1940).

O oblasti Dobšinej a Rejdovej podáva J. K a m e n i c k ý rukopisný posudok. Severnú časť územia — kryštalinikum v oblasti Dobšinského potoka študoval posledne L. K a m e n i c k ý (1958) a sériu Foederata spracoval A. B i e l y (1955).

Na základe novších poznatkov i staršieho členenia (hlavne Z o u b e k — S n o p k o 1955) delíme územie nasledovne:

A. V e p o r i d y — pásma Kohúta reprezentuje:

1. kryštalinikum:

a) migmatity, granitoidy,

b) epi- mezozonálne metamorfované kryštalinikum Markušovského vrchu a zóna svorov na J od Slavošoviec.

2. mladopaleozoický obal kryštalinika

3. mezozoický obal kryštalinika

4. mladé vyvreliny

B. G e m e r i d y — pásmo Volovca

1. gelnická séria
2. rakovecká séria
3. vrchný karbón
4. perm
5. obalové mezozoikum gemeríd

Pod bodom A 2 a B 3 je zahrnutý *vrchný karbón* (?), ktorý môže vystupovať v oblasti dnešných veporíd i v najzápadnejšej časti gemeríd. Ide o útvar, vývin ktorého môžeme označiť ako prechodný medzi morským a suchozemským, resp. jazerným.

V oblasti jeho vývinu došlo neskôr v priebehu alpského vrásnenia k výraznému tektonickému členeniu územia, pričom južnejšia jednotka — gemeridy — bola nasunutá na severnejšiu, na veporidy. Preto ho môžeme nájsť v najzápadnejších častiach gemeríd, a na druhej strane v oblasti dnešných veporíd, a to v polohe normálnej ako autochtónny, alebo v tektonickej pozícii ako jednotku čiastočne presunutú z juhu, resp. JV.

V e p o r i d y — pásmo Kohúta.

Vlastné kryštalinikum Kohúta predstavuje masu staršiu ako stredný, alebo vrchný karbón; nevylučujeme v ňom prítomnosť mladších, najmä alpských zástupcov (vyvrelín).

a) Za najstaršie horniny v študovanom území považujeme *biotitické pararuly*, ktoré sú úzko viazané na kohútske granitoidy. Pararuly sa vyskytujú len ojedinele bez ortozložky. Ich prestúpenie neozómom podmienilo vznik okatých rúl, ktoré sú vyvinuté najmä na SZ od Rejdovej, alebo migmatitov-arteritov, vyvinutých severne od Slavošoviec a Čiernej Lehoty.

K o h ú t s k e g r a n i t o i d y reprezentuje niekoľko typov: najrozšírenejší je *porfýrovitý, stredne až hrubšie zrnitý, dvošľudný granit* s prevahou biotitu nad muskovitom. Okrem kremeňa sú tu zastúpené plagioklasy, albitoligoklasy, prípadne až oligoklasy. K-živec je často pertitický ortoklas, menej je zastúpený mikroklín. Zo šľud je biotit často chloritizovaný za súčasného vzniku sagenitu. Zastúpenie muskovitu je menšie. Ďalšie minerály sú migmatit, apatit, zirkon a granáty.

Menej rozšírenou varietou sú *svetlé granity*, ktoré štruktúrne odpovedajú aplitom, prípadne hrubšie zrnitým typom; nejde však o žilné útvary. Vyznačujú sa chudobnejším zastúpením biotitu.

Komplex hornín, označovaný predtým ako biotitické granity severne medzi Slavošovcami a Čiernou Lehotou najlepšie odpovedá *migmatitom*. V početných odkryvoch, a najmä v obnaženom podklade potokov tu vidno v dlhých profiloch striedanie biotitických, často usmernených (reliktné textúry) granitoidov s biotitickými pararulami. Preto považujeme komplex týchto hornín za migmatity. Granitoidné horniny i migmatity sú často sekundárne zbridličnatené.

b) Do tejto skupiny radíme aj komplex s v o r o v južne od Slavošoviec a *sericiticko-chloritické fylity*, až *pieskovce*, v jadre vrásky Markušského vrchu. Komplex týchto hornín sa vyznačuje dosť monotónnym zložením. Vyčlenili sme tu tri metamorfne — faciálne typy: komplex *biotitických fylitov*, *jemnozrnných muskoviticko-biotitických fylitov* a *biotitických „plodových“ fylitov*. Biotitické fylity v komplexe južne od Slavošoviec javia úzky vzťah k pruhu muskoviticko-sericitických fylitov. Dvojsludné fylity v susedstve s biotitickými tvoria v nich polohy, podobne ako v „plodových“ bridliciach.

Uprostred biotitických fylitov sú aj tenšie polohy kvarcitov, alebo vrstvy, ktoré pripomínajú tenké polohy tufitov. Na takéto sa viaže vývin papršlekovitých agregátov aktinolitu, ktorý sa však vyskytuje aj v inej forme; tvorí výplň puklín spolu s chloritom, albitom a epidotom.

Z jemnozrnných dvojsludných fylitov sa vyvíjajú „plodové“ fylity, ktoré sa vyznačujú 1,5 cm dlhými, na zvetraných plochách vystupujúcimi plodmi.

Pri posudzovaní metamorfneho charakteru hornín zisťujeme, že v jadre vrásky Markušského vrchu sú vcelku jednotlivé typy ešte slabšie metamorfované ako na území južne od Slavošoviec. Tu sú v prevahe sericitické, prípadne chloritické fylity s prechodmi do šedozelených, temer nemetamorfovaných pieskovcov. Smerom na juh pribúda viac znakov silnejšej metamorfózy. Na sever od Rochoviec možno pozorovať už jemné lupienky biotitu.

M l a d o p a l e o z o i c k ý o b a l kohútskeho kryštalinika predstavujú *svetlé, strieborno-lesklé bridličnaté epiarkózy*. Zastupujú pravdepodobne vrchný karbón, alebo perm. V komplexe týchto hornín nachádzame typy hrubozrnných i jemnejších svetložltých kvarcitov, menej zlepcov, a zelené i šedé chloritické fylity až svory. Vyskytujú sa v dvoch krídlach vrásky Markušského vrchu.

M e z o z o i c k ý o b a l kohútskeho kryštalinika zastupujú *svetlé bridličnaté kvarcitty* (spodný trias) a stredotriasové *svetlé i tmavšie kryštallické vápence* s ich tektonitmi — *bunečnatými vápencami* (séria Foederata).

M l a d é v y v r e l i n y vystupujú v horninách mladšieho paleozoika veporid — v epiarkózach. Ide o *leukokrátne granity*. Tvoria prevažne šošovkovité tvary, ojedinele i pravé žily. Granit je stredozrnný, kremeň živcový s malým zastúpením slud, zvlášť biotitu. Zo živcov je prítomný albit až albit-oligoklas. Zastúpenie K-živcov je nepatrné, niektoré telesá však obsahujú viac mikroklinu.

Komplex epiarkóz so šošovkami granitov vytvára ako celok migmatity, v ktorých paleozóm je epizonálnej povahy. Takúto situáciu pozorujeme severne od stanice v Slavošovciach, v okolí k. 520,1. Tu sa vyskytujú v epiarkózach aj *porfyroblasty biotitu*, vyvinuté priečne na bridličnatosť. 200 m od kóty 520,1 v potoku prechádzajú epiarkózy s biotitom náhle do *biotitických rúl*, z ktorých bola vybraná vzorka na určenie absolútneho veku; analýza ukázala, že *kryštalizácia biotitu je vrchnokriedového veku*. Experimentálne bol teda potvrdený terénny poznatok o postavení mladých leukokrátnych granitov v epiarkózach a o ich vplyve na okolie.

Formu a existenciu „príčinného“ biotitu vyvinutého priečne na bridličnatost v epizonálne metamorfovaných horninách mladého paleozoika možno viazať na alpskú intruzívnu činnosť, ktorá sa odohrala až po metamorfóze týchto hornín. Nakoniec treba podotknúť, že telesá leukokrátnych granitov v epiarkózach dosahujú veľkosť od niekoľkých metrov až po 100 i viac metrov. Postavenie týchto granitov je z geologického hľadiska veľmi dôležité.

Gemeridy — pásmo Volovca

Z gemeridných útvarov sú tu vyvinuté všetky hlavné série.

1. Gelnickú (kambrosilúrsku) sériu reprezentuje súvrstvie *vulkanické a vrchné — sedimentárne súvrstvie*. Ich pozícia neodpovedá t. č. používanému stratigrafickému členeniu, známemu zo strednej časti voloveckého pásma. Na tmavých chloritických a grafitických fylitoch s vápencami v údolí Hankovského potoka (severne od Hanovej) ležia porfýroidy hrúbky asi 200—250 metrov a nad nimi opäť súvrstvie sedimentárne, prevažne s kremencami a fylitmi. Tieto horniny sa prstovite prelínajú. Na hrebeni, južne od obce Vyšná Slaná (Široké pole) sú vyvinuté teda kremence a fylity gelnickej série. Severnejšie, nad obcou vystupujú opäť porfýroidy (na starších mapách sa označovali ako permské arkózy). Zlepence permu tu však vystupujú iba ako zvyšky pri JZ okraji obce a na kóte 681,0. Súvrstvia gelnickej série sa tiahnu aj ďalej smerom na SZ, až po Rejdovú, kde sa oblúkovo stáčajú do smeru V—Z. Ohyb vrstiev spôsobuje mohutná priečna depresia SZ—JV smeru.

2. Rakovecká séria (fylito-diabázová) vystupuje v severnej časti mapovaného územia v pruhu širokom asi 1,5 km. Smer vrstiev je V—Z. Zo severnej strany sa stýka s vrchným karbónom, z južnej s gelnicou sériou.

Útržky hornín pripomínajúce túto sériu vystupujú aj mimo hlavnej masy, a to západnejšie, zvrásnené spolu s kvarcitmi (séria Foederata). Boli tu zistené diabázy a diabázové tufity, ďalej fylity šedé, zelené i fialové. Menej sú zastúpené fylity, kremité až šedo-zelené jemné kvarcity.

3. SZ od Rejdovej v pruhu dlhom 4 km a širokom 800—1000 m tiahne sa V—Z smerom vrchný karbón. Leží tektonicky na Foederata sérii. Jeho vzťah k fylito-diabázovej sérii osvetlí bližšie štruktúrny vrt. Boli tu rozlíšené šedé kvarcity s prechodmi do hrubších zlepencov, šedé chloritické fylity, kremité fylity a zlepence.

Južne od obce Markuška má vrchný karbón odlišný vývin. Okrem hrubozrnných polymiktných zlepencov, ktoré tvoria malý denudačný relikť hneď za obcou, vystupujú na Bielej Skale svetlé kryštalické vápence, menej aj magnezity, ktoré sa striedajú s diabázovými tufmi. Tento útvar leží tektonicky na epiarkózach obalu veporíd a na tmavých fylitoch.

4. Jediný výskyt pestrých zlepencov permu bol zistený južne od

Vyšnej Slanej. Hrubozrnné, polymiktné, pestré zlepenca sa vyskytujú v podobe troch od seba oddelených denudačných reliktov na celkovej ploche asi 500×500 m.

5. Druhohorný obal gemeríd predstavuje mezozoikum Radzima, ktoré sa v študovanej oblasti rozkladá od východu medzi Brdárkou a Vyšnou Slanou. Reprezentujú ho svetlozelené fylitizované bridlice s bázikami (spodný trias) a ďalej vápence a dolomity (stredný trias).

*

V odseku hneď po rozdelení územia sa stručne zmiňujem o pozícii a zaradení vrchného karbónu (?), ktorý nachádzame v najzápadnejšej oblasti vývinu gemeridných útvarov i v oblasti dnešných veporíd. V severnom a západnom okolí Slavošoviec v oblasti severne od Markušky a východne od Markušského vrchu, až po Rejdovú je vyvinutý útvar do istej miery podobný došinskému karbónu, avšak vyznačuje sa niekoľkými zvláštnosťami. Jeho náplň tvoria *tmavé grafitické fylity* s vložkami tmavých vápencov, *tmavé fylity* striedajúce sa so *šedými kremencami*, *piesčité fylity* so sporadickými vložkami *diabázových tufov*, polohy *zlepencov* (valúny veľké do 5–10 cm), ktoré obsahujú *kremeň*, *lydity*, *fylity* a *leukokrátne granity*. Ďalšiu náplň útvaru tvoria *lydity* a *tmavé piesčité fylity* s polohami a šošovkami *granitického materiálu*. Posledné sa vyskytujú na hrebeni, východne od Zlatej doliny, na lesnej ceste pri kóte 688,3. Granitický materiál tu tvorí drobné šošovkovité formy a polohy v tmavých piesčitých fylitoch. Obsahuje kremeň, zvetraný živec — ortoklas a rozložený plagioklas, a muskovit. Tento materiál sa mieša s tenkými ílovitými polohami. Pôvod týchto útvarov ťažko spájať s prínosom granitického materiálu vo forme neozómu, ale skôr tu ide o útvar sedimentárny. Otázka vyžaduje ďalšie štúdium, preto sa o nej zmienim len predbežne.

Hoci sa tektonické rozdelenie gemeríd a veporíd kladie do alpskej vývinovej etapy, je zrejmé, že jeho korene sú hlbšie; s tým treba počítať, aj keby sme nebrali do úvahy novú pracovnú hypotézu Zoubka (1959) o archaickom a proterozoickom veku katakryštalínika (tatrikum — Máška — Zoubek, 1959).

Vezmime napr. len ten fakt, že v rozsiahlej oblasti gemskej sa neuplatnili počas variského vrásnenia intrúzie, ktoré sú mohutne vyvinuté na sever i západ od neho. Ďalej v oblasti vrchného karbónu vznikol v oblasti dnešného voloveckého pásma morský režim s intenzívnou sedimentáciou, doprevádzanou aj vulkanizmom. Oblasť tatroveporská je naproti tomu vynorená s ďaleko sladšou sedimentáciou až kontinentálneho rázu. Veľká časť územia predstavuje oblasť denudácie.

Zaujímavé v tejto súvislosti je to, že vo východných častiach granitoidov kohútskeho masívu v susedstve s gemeridami nachádzame v intruzívnom styku biotitické pararuly a migmatity, usmerené zhodne s dnešným oblúkom (líniou styku) gemeríd s veporidami.

Predpokladáme, že približne v oblasti dnešného styku gemeríd s veporidami existovalo vo vrchnom karbóne také sedimentačné pásmo, v ktorom sa síce uplatňovala prevažne morská sedimentácia, ale občas aj vplyvy blízkej pevniny. Rozrušované masívy tatroveporidných granitoidov poskytovali materiál pre vznik hornín arkózovitého charakteru, pričom občas bol tento materiál zanesený až do východnejších oblastí, v ktorých prevláda morská sedimentácia.

Touto predbežnou hypotézou si vysvetľujeme prítomnosť polôh a šošoviek granitického materiálu uprostred piesčitých bridlic — fylitov opisovaného útvaru, i samotných valúnov granitov.

Nevieme však vysvetliť príčinu, prečo v prípade valúnového materiálu ide vždy len o leukokrátne, takmer bezsludné granity. Tento znak je regionálnejšieho charakteru. Hybridné, alebo iné typy žúl sa ako valúnový materiál spomínajú len veľmi zriedkavo. Názor, že leukokrátne granity pochádzajú z vrchných, dnes už oderovaných častí granitoidných masívov, neobstojí.

Pri štúdiu nášho terénu pociťujeme viac než inde potrebu riešiť aj otázku veku tatroveporského kryštalinika. Poznámky k tomu obťažnému problému zhrniem do niekoľko bodov: Otázka zastúpenia (ekvivalenty) gemeridných sérií v katakryštaliniku nie je dosiaľ vyriešená. Niektoré typicky gemeridné útvary, ako napr. kremité porfýry gelnickej série nie sú tu zastúpené. Poukazujú na to už M á š k a — Z o u b e k (1959), pričom ich neprítomnosť v tatroveporskom kryštaliniku okrem iného poukazuje podľa spomínaných autorov na rozdielny vek oboch jednotiek. Treba poznamenať, že v samotnej kambrosilúrskej sérii sú vyvinuté mohutné súvrstvia aj bez kremitých porfýrov. Napokon horniny podobné kremitým porfýrom, ktoré prechádzajú do svorov, spomína z Inovca J. K a m e n i c k ý (1958). Do úvahy treba brať i fakt, že nad gelnicou je vyvinutá v gemeridách aj rakovecká séria. Ofiolitový vulkanizmus vo veporidách odpovedá najskôr diabázovému vulkanizmu rakoveckej série gemerid. Sú pravda aj iné spoločné znaky, ktoré tu nebudem uvádzať. Nakoniec treba povedať, že už sama rozsiahlosť geosynklinálneho sedimentačného priestoru v období staršieho paleozoika dáva možnosť odlišného vývinu niektorých členov.

Predstava o staršej geosynklinálnej jednotke tatrika (M á š k a — Z o u b e k 1959), ktoré tvorilo už v období sedimentácie gelnickej a rakoveckej série mohutnú antiklinálnu štruktúru na sever od oblasti dnešných gemerid, naráža i na iné ťažkosti. Existencia takejto štruktúry predpokladá znos materiálu do susedných sedimentačných panví. Dosiaľ sa však nezistil ani v gelnickej, ani v rakoveckej sérii priamy vplyv tejto pevniny. Na druhej strane na katameramorfovanom podklade tatroveporid neboli zase zistené stopy po staropaleozoických sedimentoch, hoci len v kontinentálnom vývine. Proti staršiemu veku katakryštalinika svedčí i rad ďalších geologických podkladov. A napokon pre všetky vzorky kryštalinických hornín z tatroveporid nebol stanovený absolútny vek starší, ako hercýnsky.

Domnievam sa, že dôležité poznatky v otázke veku katakryštalinika možno získať práve z oblasti styku gemerid s veporidami. Terajší stav poznatkov môžeme zhrnúť najlepšie takto:

Vek kryštalickej bridlic a granitoidov v oblasti tatroveporid nie je dosiaľ bezpečne stanovený.

Najpravdepodobnejší je staropaleozoický vek prevažnej časti sedimentárnych členov a ofiolitov, do ktorých intrudovali v niekoľkých fázach granitoidy medzi spodným a vrchným karbónom.

V tatroveporidnom kryštaliniku nevyklúčujeme prítomnosť členov starších ako staré paleozoikum. Ich zastúpenie je však asi len podradné.

Napokon sa ešte stručne zmienime o tektonike. Zo styku gemerid s veporidmi opísali Z o u b e k — S n o p k o (1954, 1955) zaujímavú tektonickú štruktúru digitáciu Markušského vrchu.

Mapový obraz, i pozícia útvarov poukazuje skutočne na tektonickú štruktúru. Ide v podstate o vrásu antiklinálneho charakteru, ktorá bola neskôr ešte raz deformovaná. Táto štruktúra sa musela vytvoriť v dvoch samostatných tektonických fázach. Podľa predbežných štúdií v prvej fáze došlo ku vrásneniu a metamorfóze

druhá fáza spôsobila zas deformáciu pôvodnej vrásovej štruktúry, pričom počas nej došlo k násunu od juhozápadu.

Toto vysvetlenie je v súlade aj s formou série Foederata a s pozíciou vrchného karbónu, ležiaceho na nej v severnej časti študovaného územia.

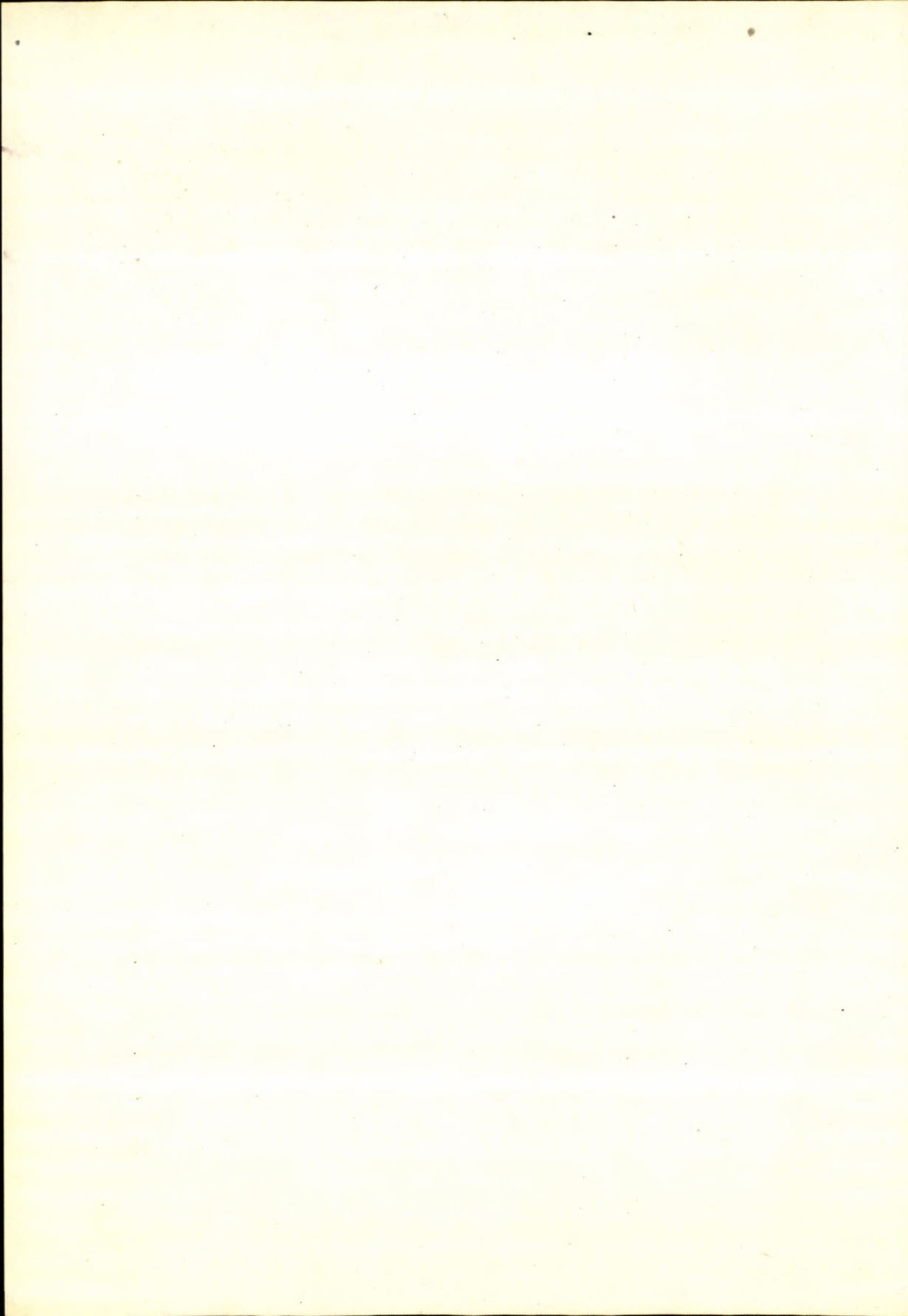
K otázke foriem, najmä sekundárnej foliácie, poznamenávam, že bridličnatosť hornín v prevažnej časti mapovaného terénu je dobre vyvinutá. Najslabšie znaky metamorfného zbridličnatenia majú niektoré partie špinavošedých, slabo premenených pieskovcov v jadre vrásy Markušského vrchu.

V oblasti Širokého poľa na juh od Vyšnej Slanej sú dobre vyvinuté dva systémy foliácie. Prvý vo smere S—J odpovedá vrstvej bridličnatosti, druhý, mladší systém je kolmý naňho (smer V—Z) so sklonom k J.

*Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1941: Zpráva o geologickom výskume územia pozdĺž projektovanej hlavnej železnice Slavošovce—Chyžnia Voda. Rukopis, archív GÚDŠ. — [2] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. práce, Zoš. 56, Bratislava. — [3] Kantor J., 1955: Metalogenéza južnej časti Kohútkeho masívu. Rukopis. Archív GÚDŠ. — [4] Kamenický L., 1950: Kryštalikum na gen. liste Vysoké Tatry. Rukopis. Archív GÚDŠ. — [5] Maheľ M., 1957: Postavenie Stratskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [6] Máška M., 1959: Zpráva o výskume paleozoika Spiško-gemerského rudohoří (III. — karbón, celkově). Zprávy o geol. výskumech v r. 1957, ÚÚG Praha. — [7] Mišík M., 1951: Geologická stavba a rudné výskyty v oblasti medzi Jelšavou a Štítnikom. Rukopis, archív GÚDŠ. — [8] Puobiš V., 1955: Stavba Kohútkeho masívu. Rukopis, archív GÚDŠ. — [9] Zoubek—Snopko, 1955: Styk veporíd a gemeríd medzi Slavošovcami a Rejdovou. Archív GÚDŠ. — [10] Zoubek V., 1957a: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava.



LAURENC SNOPKO

STRUČNÁ ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ
JUŽNE OD DOBŠINEJ

(Nemecké resumé)

*Praca pretere
vplyv mladých
geologických
práci
nie v. t. t. t.
Jv.*

Roku 1959 pokračoval som vo výskume východnej časti listu Dobšiná. Predmetom mojich štúdií bolo územie južne od Dobšinej, ohraničené z juhu riekou Slanou, zo severu Dobšinským potokom. Geologické mapovanie naväzuje na práce, ktoré tu v minulých rokoch vykonávali Rozložník (1953), Schönenberg (1946), J. Kamenický (1950), Voldřich (1912), čiastočne Zoubek — Snopko (1954), L. Rozložník (1957), Snopko (1957) a iní pracovníci.

Pri geologickom mapovaní sa vyskytlo viac problémov, na ktoré chcem v tejto stručnej zpráve poukázať.

Najstarším súvrstvím v predmetnom území sú epizonálne metamorfované sedimenty gelnickej série. V podstate ide o flyšovú formáciu kaledonského geosynklinálneho cyklu, pre ktorú sa zatiaľ predpokladá vek vrchné kambrium — silúr (?). Z doteraz známych a vymedzených súvrství v Spišsko-gemerskom rudohorí (Snopko 1957; Máška 1956; Klinec 1958, 1959) vystupujú v študovanom území len pačanské vrstvy s mocnými telesami tufov a tufitov, kremítých porfýrov patriace kaledonskému subsekventnému vulkanizmu (všeobecne označený termínom porfýroidy, pretože sú epizonálne metamorfované). V študovanom území vystupujú viaceré mohutné polohy porfýroidov (počtom 5—6), z čoho môžeme usudzovať na samostatné, časove dosť oddelené efuzívne fázy, ktoré prerušujú plynulú flyšovú sedimentáciu pačanských vrstiev. No, i v týchto osobitných tufových a tufitových súvrstviach vyskytujú sa väčšie i menšie polohy sedimentárnych hornín, ktoré nasvedčujú na menšie alebo väčšie prerušenia jednotlivých vulkanických fáz. Až po sedimentácii týchto hornín dochádza v Spišsko-gemerskom rudohorí k prehĺbeniu mora (pod vplyvom starokaledonskej-takonskej fázy ?) a k usadeniu betliarskych vrstiev (gotland ?).

Priaznivá geologická stavba umožňuje nám zistiť úplný profil pačanskými vrstvami, lebo pri Vlachovskej Maši sa stýkajú tieto vrstvy s podložnými vlahovskými vrstvami, zatiaľ čo pri Vyšnej Slanej sa stýkajú priamo s nadložnými betliarskymi vrstvami.

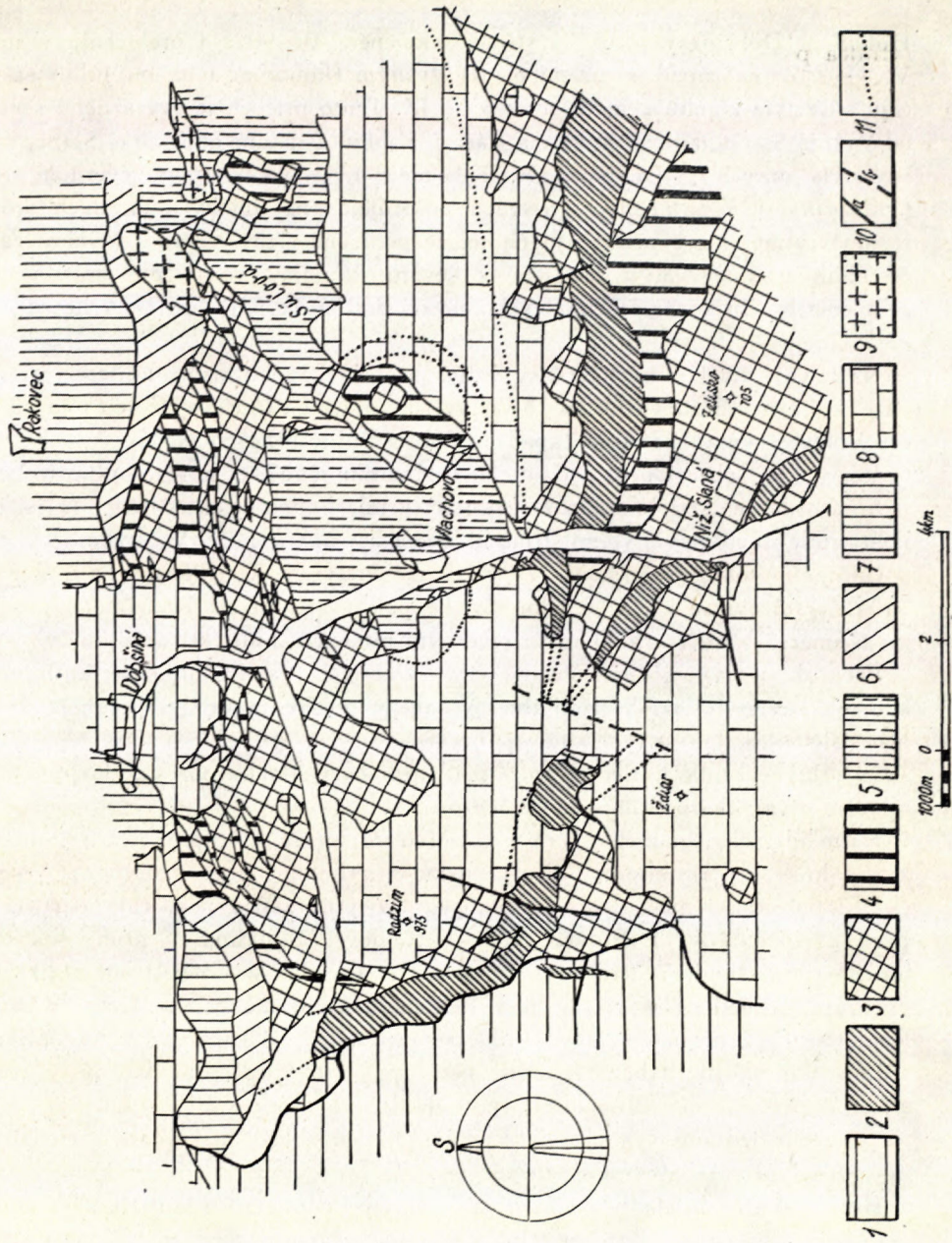
Podrobnú petrografickú charakteristiku týchto jednotlivých kyslých vulkanických horizontov som zatiaľ nevypracoval, ale už z doterajších výsledkov možno usudzovať, že v strednej časti sa vyskytujú menšie polohy tufitov bázickejšieho charakteru. Ide pravdepodobne o tufity porfyritového prípadne až diabázového charakteru, na ktoré z okolia Dobšinej upozorňujú Rozložník (1935), J. Kamenický (1950), Voldřich (1912, 1927) a Máška (1956). Všeobecne sa vyskytujú len tufity kyslého vulkanického charakteru, v ktorých porfyroblasty kremeňa sa v rôznych oblastiach rôzne menia čo do veľkosti, ba na niektorých miestach celkom chýbajú. Porfyroblasty živcov sú v porovnaní s porfyroblastami kremeňa podradnejšie zastúpené, ale na niektorých miestach vystupujú veľmi hojne. Otázka ich priestorového rozloženia sa zatiaľ nesledovala.

Sedimenty gelnickej série boli epizonálne metamorfované kaledonským plyšovým vrásnením (mladokaledonská fáza vrásnenia?), označeným ako *spišská fáza* (Fusán — Máška — Zoubek 1954). Za tohto vrásnenia sa v regionálnom rozsahu vytvorili vrásky s veľkou amplitúdou o veľkom polomere. Zatiaľ čo synklinálne časti vytvárajú len veľmi úzke pruhy s ramenami kolmo vztýčenými, antiklinálne časti sú mohutne klenuté. Pri riešení podložných a nadložných pomerov vo všetkých súvrstviach gelnickej série opieral som sa o štúdium drobných flyšových rytmov a o podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 5000, 1 : 10 000 a 1 : 25 000. Študované územie, na ktorom som podrobne sledoval stratigrafické pomery, zaberá len malú časť hnileckej antiklinály (Snopko 1957); súčasné geologické mapovanie na liste Dobšiná dokreslilo nám celkový priebeh hnileckej antiklinály v jej západnej časti.

V jadre hnileckej antiklinály sú uložené vlahovské vrstvy, v najspodnejšej časti ktorých vystupujú priamo vo Vlachove (geologickým mapovaním do mierky 1 : 10 000 sa zaoberal J. Václav r. 1959 a rozčlenil vlahovské vrstvy na viac častí). Vhodný geologický profil, ktorý podáva priebeh súvrství a ich úklon, je v poľnej ceste vedúcej z Vlachova na sever cez kóty 782,00; 552,3 a 686,00 pod Suchý vrch (kóta 972,3). V tomto profile sa súvrstvia zjavne skláňajú k severu, t. j. tvoria krídlo antiklinály. Štúdiom štruktúry flyšových rytmov zisťujeme, že smerom od Vlachova k Suchému vrchu postupujeme do nadložia súvrstvia, teda i antiklinály. Obdobné pomery sú aj v profiloch smerujúcich od Vlachova na SV ku Stromížu (1192,0), a na západnom svahu kopca Nad Bielou skalou (kóta 896,3).

Pačanské vrstvy prebiehajú v hnileckej antiklinále ako severné krídlo z južného okolia obce Hnilec až k Rejdovej. (Časť pačanských vrstiev mapoval r. 1959 Š. Bajaník a J. Beňka do mierky 1 : 10 000.) Súvrstvia v úseku od

Obr. 1. Priebeh hnileckej antiklinály v gelnickej sérii



1 — veporidy; 2 — betliarske vrstvy; 3 — porfýroidy; 4 — fylity (3-4 pačanské vrstvy);
 5 — vlachovské vrstvy (2-5 gelnická séria); 6 — bazálne súvrstvie; 7 — vulkanické súvrstvie
 (6-7 rakovecká séria); 8 — mladšie útvary (karbón, perm, mezozoikum); 9 — gemeridná žula;
 10a — línia nasunutia; 10b — zlomy; 11 — predpokladaný priebeh súvrstvia gelnickej série.

Hnilca po Dobšinský potok sú strmo uklonené ($70-90^\circ$) a prebiehajú v smere VSV—ZJZ; na západ od území medzi Vyšným Hámorom a baňou Július sa stáčajú súvrstvia k juhu a majú smer SV—JZ. Tento priebeh je zvýraznený severne od Vyšnej Slanej, kde sa súvrstvia stáčajú k juhu. Západne od Vyšnej Slanej majú súvrstvia smer S—J (mapoval A. Klíne c r. 1959). V celom severnom krídle (viď prílohu) v pačanských vrstvách pozorujeme na mnohých miestach drobné flyšové rytmy, ktoré poukazujú na to, že podložné členy smerujú k juhu, zatiaľ čo nadložie súvrstvia je obrátené k severu. Vhodné profily pre riešenie tejto problematiky sú v záreze ciest východne od doliny Tešnárka a i severne od Vyšnej Slanej.

Na juh od vlachovských vrstiev vidno priebeh južného krídla hnileckej antiklinály, ktoré tvoria znova pačanské vrstvy smerujúce od Čertovej Hole (kóta 1248), cez Volovec (kóta 1286) na západ do doliny Súľovského potoka, na Vysoký vrch (kóta 850,9), obec Gočovo, ďalej Nad Hámrom (567,3) ku Gampľu, Kobeliarovu a Brdárke. Podobne ako v severnom krídle hnileckej antiklinály i v jej južnom krídle sú súvrstvia veľmi strmo uklonené a v úseku medzi Volovcom (k. 1286) a Gampľom majú priebeh V—Z. Pačanské vrstvy v Kobeliarove na J a Z od Brdárky stáčajú sa k SZ; v údolí Široké pole (západne od Radzimu — 960,9) majú smer S—J a zbiehajú sa so severným ramenom hnileckej antiklinály.

Pačanské vrstvy môžeme sledovať i vo vrchných častiach hnileckej antiklinály, kde celé súvrstvie leží horizontálne. V takejto polohe vystupujú pačanské vrstvy Nad Bielou skalou a východne od horárne Suľová, JZ od Švedlára (V á c l a v 1959). Južné krídlo hnileckej antiklinály je menej zreteľné, pretože ho zakrývajú mladšie útvary karbónu, permu a mezozoika.

Najmladší člen gelnickej série — betliarske vrstvy vystupujú len pri južnom krídle hnileckej antiklinály. Tvoria úzku synklinálu, ktorá smeruje z Volovca (k. 1286) cez dolinu Suľová na Gampel. Ďalej na západ pokračuje synklinálny pruh z Kobeliarova k Brdárke a až k Rejdovej. Synklinálny pruh ohraničuje hnileckú antiklinálu z južnej i zo západnej strany. Na severnej strane antiklinály ponárajú sa betliarske vrstvy pod sedimenty fylito-diabázovej série. V úseku Rejdová — južné okolie obce Hnilec sú postupne celé pačanské vrstvy prikryté sedimentami fylito-diabázovej série, takže pri obci Hnilec sa vlachovské vrstvy stýkajú priamo so sedimentmi fylito-diabázovej série. Z geologickej pozície i z priebehu jednotlivých súvrství vyplýva zjavná uhlová diskordancia medzi gelnickou a fylito-diabázovou sériou.

Hnilecká antiklinála prebieha i smerom východným. Os antiklinály smeruje približne rovnobežne s riekou Hnilec (podľa čoho je i nazvaná), a to v úseku od Suľovej po Nálepkovo. Vo východnej časti antiklinály nie je jej priebeh natoľko známy, lebo toto územie nebolo ešte detailne geologicky mapované.

Súčasne s kaledonským vrásnením boli sedimenty gelnickej série epizonálne metamorfované. Metamorfne produkty tejto horotvornej fázy sú viditeľné najmä

v kompletných súvrstviach, kde sa bridličnatosť ešte zachovala a bola zvlášť výrazná. Kaledonská bridličnatosť je viditeľná v kvarcitových polohách vlachovských vrstiev (kóty 552,3; 686,00) i v kvarcitových polohách pačanských vrstiev severne od Vyšnej Slanej (kóta 202). V obidvoch prípadoch bridličnatosť bola zhodná s vrstvosťou.

V severnej časti študovaného územia vystupujú sedimenty rakoveckej série. Názov fylito-diabázová séria, i keď je veľmi zaužívaný, nie je priliehavý z dôvodov, ktoré uvádza *Andrusov* (1958). V podstate sú to morské geosynklinálne sedimenty spodnej terigénnej formácie v zmysle *Belousova* (1954) alebo kremito-vulkanickej formácie v zmysle *Ruchina* (1953), doprevádzané mohutným bazickým iniciálnym vulkanizmom na počiatku hercýnskej etapy.

Pri geologickom mapovaní rakoveckej série sme vymedzili bazálnu časť, ktorá sa doteraz zaraďovala ku gelnickej sérii. „*Bazálne súvrstvie*“ rakoveckej série je zložené v študovanom území z bridličnatých kvarcitov. Ide o veľmi drobné súvrstvie svetlých vrstvičiek kvarcitu a šedých bridlíc o hrúbke 1,0–0,5 cm, ktoré sa sústavne monotónne striedajú a majú flyšoidný charakter. Smerom k nadložíu stáva sa sedimentačný materiál stále jemnejším a vo vrchnej časti prechádza do šedých bridlíc. V bazálnom súvrství sú menšie telesá diabázov, diabázových jemných tufitov a drobných lapíl, ktoré poukazujú na počiatky vulkanickej činnosti.

Vo „*vulkanickom súvrství*“ vystupujú veľmi hojne hrubé polohy diabázových tufov a tufitov, ktoré poukazujú na samostatné efuzívne fázy. V študovanom území pozorujeme najmä dve samostatné polohy, ktoré sú od seba oddelené zelenkavými až zelenými, prípadne i fialovými fylitmi. Vyššie sedimentárne i vulkanické členy nie sú známe. Obdobne ako v bazálnom, i vo vulkanickom súvrství pozorujeme drobné rytmické flyšoidné zvrstvenie, ktoré je dosť monotónne. K tým istým výsledkom dospel *Š. Bajanič* (1959) na území okolo Babinej. *J. Kamenický* (1953) a *L. Kamenický – Marková M.* (1957) poukázali už v minulých rokoch na existenciu kvarcitového súvrstvia na báze rakoveckej série.

Vek série nebol zatiaľ presne ustálený. V posledných rokoch sa predpokladal pre túto formáciu vek devón (*Matějka – Andrusov*, 1931), spodný karbón (*Fusán – J. Kamenický – Kuthan*, 1953), alebo vrchný devón, prípadne spodný karbón (*Fusán – Máška – Zoubek*, 1954).

Z charakteru sedimentácie podmorského vulkanizmu usudzujeme, že ide o spodnú terigénnu formáciu s iniciálnym vulkanizmom, a teda predpoklad o devónskom veku rakoveckej série (*Fusán – Máška – Zoubek*, 1954) je správny. Mnohí autori nesúhlasia so začlenením rakoveckej série do devónu, pretože neobsahuje devónske vápence, ktoré sú bežné v alpskom paleozoiku, prípadne na Morave. Domnievam sa, že slabé vápencové vložky vo vrchnejších častiach série poukazujú na počiatky karbonatickej formácie, ktorá pri nasledujúcich horo-

tvorných pochodoch bola vystavená častej erózii až nakoniec bola celkom odrodovaná. Za predpokladu existencie tejto formácie vek sedimentov rakoveckej série by sa teoreticky zúžil pravdepodobne na vrchnú časť spodného devónu (?), prípadne až stredný devón (?).

Sedimenty rakoveckej série sú uklonené k S 40–60° a sú epizonálne metamorfované. Bridličnatosť sedimentov je zhodná s vrstvitosťou. K metamorfóze celej série došlo pred usadením vrchnokarbonských zlepcov, lebo valúny vyskytujúce sa v bindt-rudnianských zlepcoch sú zložené už z metamorfovaných hornín rakoveckej série.

2
1
2
2
Pri presných vekových začleneniach vrásnenia a metamorfózy rakoveckej série zatiaľ nevieme, lebo otázka existencie spodného kARBónu (hercýnskej flyšovej formácie) nie je v Spišsko-gemerskom rudohorí s konečnou platnosťou vyriešená. No najpravdepodobnejšie ide o bretónsku fázu vrásnenia, ktorá bola hlavnou hercýnskou horotvornou fázou, a intenzívne sa prejavila i v Spišsko-gemerskom rudohorí. Pri tomto epizonálnom vrásnení bola intenzívne metamorfovaná i gelnická séria, pričom metamorfné produkty staršej kaledonskej fázy boli skoro úplne zotrené. Pri vzniku tejto metamorfózy vytvorila sa v gelnickej sérii bridličnatosť, ktorá nerešpektuje staršie štruktúry a je generálne uklonená k juhu so smerom V – Z.

2
2
Sedimenty vrchného kARBónu sa v študovanom území vyskytujú len podradne. Z charakteru sedimentácie tejto formácie usudzujeme, že ide o zlepcovo-bridličnatú a karbonátovú sedimentáciu v medzihoľských molasách (v zmysle Belousova 1954; Ruchina 1953). Bázický vulkanizmus, ktorý je vyvinutý v karbonských súvrstviach, i kyslý vulkanizmus v súvrstviach permu patrí už do subsekventného vulkanizmu hercýnskej horotvornej epochy. Metamorfóza, ktorá postihla sedimenty kARBónu a permu, je mladá, alpínska (Snopko 1957).

Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia Československých Karpát I., II. Bratislava. — [2] Belousov V. V., 1953: Osnovnyje voprosy geotektoniky. Moskva. — [3] Fusán O. — Mášková M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [4] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. sborník IV 1–2. Bratislava. — [5] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch územia medzi Dobšinou a Mlynkami. Bratislava. Rukopis GÚDŠ. — [6] Kamenický J., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Posudok str. 8. — [7] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylito-diabázovej série Gemerid. Geol. práce, Zošit 45. Bratislava. — [8] Kliniec A., 1958: Predbežná zpráva o mapovaní centrálnej časti gemerid medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. práce, Zošit 56. Bratislava. — [9] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slo-

vaque centrale et des régions avoisinat. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha. — [10] M á š k a M., 1956: O geologické fylit-diabázové a pipické sérii v rámci stavby Spišsko-gemerského rudohoří. Výročná zpráva 1956. Praha. Rukopis. — [11] Rozložník, 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. *Geologica Hungarica* 5, 1935. — [12] Rozložník L., 1957: Štruktúrne analýzy hydrotermálnych ložísk. *Archív*. — [13] R u c h i n L. B., 1953: Osnovy litologii. Leningrad — Moskva. — [14] Schönnenberg R., 1946: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *Zeitschrift d. Deutschen geol. Gesellschaft* 98. Berlín. — [15] Snopko L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství v povodí rieky Slanej. *Geol. práce, Zprávy* 11. Bratislava. — [16] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol. práce, Zprávy* 11. Bratislava. — [17] Snopko L., 1957: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského priekrovu v povodí rieky Slanej. *Geol. práce, Zprávy* 11. Bratislava. — [18] Woldřich L., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšíné. *Rozpr. ČSAV* II. Praha. — [19] Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slovenského rudohoří v Karpatech. *Mor. šír. spol.* IV. 1. Brno. — [20] Zoubek V. — Snopko L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou.

LAURENC SNOPKO

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE AUFNAHME SÜDLICH VON DOBŠINÁ

Die älteste, südlich von Dobšiná auftretende Schichtenfolge ist die Gelnica-Serie. Im wesentlichen handelt es sich um eine Flysch-Formation des kaledonischen geosynklinalen Zyklus, für die man vorläufig das Alter Kambrium — Silur (?) voraussetzt (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954). Im studierten Gebiete sind die meisten Sedimente der Gelnica Serie aus der Schichten-Gruppe zusammengesetzt, die grosse Menge von unterseischen saueren effusiven Gliedern enthält, die überwiegend aus dem kaledonischen subsequenten Vulkanismus gehörenden Tuff-, Tuffit- und Quarzporphyr-Körpern bestehen (im allgemeinen handelt es sich um die von dem Autor im J. 1956—57 begrenzten Pača-Schichten).

Die Sedimente der Gelnica-Serie, d. h. die Flyschsedimente der kaledonischen Geosynklinale, wurden durch die kaledonische Faltung (jungkaledonische Faltungsphase ?) epizonal metamorphiert. Diese Phase wird als Spiš-Phase (Zipser Phase) bezeichnet (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954). Während dieser Faltung kam es zur Bildung von Falten mit einem grossen Radius. Die Synklinalen kommen bloss als sehr schmale Streifen, vor mit senkrecht aufgerichteten Schenkeln. (Das Studium dieser Strukturen wurde auf Grund der Verfolgung der kleinen Flyschrhythmen und auf Grund der kleinen tektonischen Elemente durchgeführt). Im studierten Gebiet wurde so die Hnilec-Antiklinale begrenzt, die von Rejdová, Hanková in der Richtung gegen Vlachovo und nach Osten zum Švedlár verläuft. Die metamorphen Produkte der kaledonischen Faltung sind bloss sporadisch erhalten (in den mechanisch widerstandsfähigeren Schichtenfolgen). Die Schieferigkeit ist in den studierten Abschnitten mit dem Schichtenschutt übereinstimmend.

Östlich von Rejdová wurde auch die Rakovec-Serie (A n d r u s o v 1958) studiert (früher hat man sie allgemein Phyllit—Diabas-Serie genannt). Bei der geologischen Aufnahme wurde die aus fein geschichteten, mit den Schiefen wechsellagernden Quarziten zusammengesetzte „basale Schichtenfolge“ begrenzt. Höher lagert die „vulkanische Schichtenfolge“ mit häufigen Tuff- und Tuffitlagen, die auf selbständige, durch grünliche bis grüne Phyllite getrennte Lagen hinweisen. Höhere vulkanische Glieder sind vorläufig unbekannt. Die Rakovec-Serie ist eigentlich eine terrigene Formation im Sinne Belousov's (1954), oder eine quarzig-vulkanische Formation

im Sinne R u c h y n's (1953) im herzynischen geosynklinalen Entwicklungszyklus, mit dem mächtigen basischen initialen Vulkanismus. Die Sedimentation dieser Serie repräsentiert wahrscheinlich den oberen Teil des Unterdevons (?), bzw. bis Mitteldevons (?). Die in anderen gebirgsbildenden Systemen des herzynischen Zyklus entwickelte karbonatische Formation wurde wahrscheinlich bei den nachfolgenden gebirgsbildenden Prozessen erodiert.

Die Rakovec-Serie wurde während des herzynischen gebirgsbildenden Prozesses, höchstwahrscheinlich durch die bretonische Faltungsphase, die im Gebirge Spišsko-gemerské rudohorie die gebirgsbildende Hauptphase ist, epizonal metamorphiert. Gleichzeitig mit der Rakovec-Serie wurde auch die Gelnica-Serie metamorphiert. In der Rakovec-Serie bildete sich die Schieferigkeit übereinstimmend mit der Schichtung, bei der Gelnica-Serie bildete sich eine Schieferigkeit, die die älteren Strukturen nicht respektiert und generell im O—W Streichen mit dem Fallen gegen Süden verläuft.

Sowohl die Gelnica-Serie als auch die Rakovec-Serie wurden auch durch mehrere Phasen des alpidischen gebirgsbildenden Prozesses metamorphiert.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. N á v a r a.

ŠTEFAN BAJANÍK

POZNÁMKY KU GEOLÓGII ÚZEMIA MEDZI DOLINOU TEŠNÁRKA A OBCOU HNILEC

Úvod

V letných mesiacoch r. 1959 zaoberal som sa geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000 na liste Vlachovo. Študované územie je ohraničené na západe dolinou Tešnárka, na východe obcou Hnilec, háj. Pod Súlovou; severná hranica je daná čiarou: ukončenie doliny Tešnárka — severný svah Babiná (k. 1277,4) — obec Hnilec, južne od háj. Pod Súlovou — Pod Stromišom — dolina Tešnárka (k. 478,0).

Stratigrafia

Na stavbe študovaného územia sa podieľajú hlavne útvary predkarbónske, a to gelnická séria (M a t ě j k a — Z e l e n k a, 1927) a rakovecká (A n d r u s o v 1958), zatiaľ čo útvary mladšieho paleozoika a spodného triasu sú zriedkavejšie, prípadne sa vyskytujú sporadicky v malých izolovaných ostrovoch.

Gelnická séria vystupuje v južnej časti územia a je zastúpená vrstvami vlahovskými a pačanskými (S n o p k o, 1957). Vlachovské vrstvy rozdelil Snopko na dva petrograficky odlišné oddiely:

- a) šedé piesčité, sericiticko-chloritické fylity (stratigraficky nižší horizont),
- b) tmavé chloriticko-sericitické fylity (stratigraficky vyšší horizont), v našom území zastúpené vrchným oddielom.

Okrem tmavých chloriticko-sericitických fylitov pristupujú polohy svetlejších piesčitých fylitov, ojedinele i grafitických fylitov s lyditmi. Vo vrchnej časti tmavých fylitov (b) sme vyčlenili súvrstvie svetlých sericitických fylitov s vložkami kremito-sericitických fylitov a lyditov. Toto súvrstvie je teda najvrchnejším súvrstvím vlahovských vrstiev v nami študovanom území. Je vyvinuté na JJZ od Stromiša (k. 1192,0), hojnejšie je zastúpené južne od háj. Súlová (k. 908,4).

Pačanské vrstvy vymedzil S n o p k o (1957) ako komplex zložený z porfý-

roidov, svetlých piesčitých fylitov, tufov a tufitov kremitých porfýrov. Detailným štúdiom bolo možné zistiť tri vulkanické horizonty, oddelené polohami sedimentárnych hornín. Vulkanické horniny sú vo všetkých troch horizontoch zastúpené kremitými porfýrmi, ich tufmi a tufitmi, ktoré sa metamorfózou zmenili na porfýroidy. Prechod medzi horizontami vulkanických a sedimentárnych hornín nie je ostrý, ale pozvoľný, charakterizovaný prítomnosťou tufitov, vzácne lapilových tufov. Lapily dosahujú veľkosť 3—4 cm. Robiť uzávery na základe makroskopického štúdia o predmetamorfnom charaktere hornín vulkanických horizontov je obťažné, lebo metamorfózou sa podstatne zmenili štruktúrne i petrografické znaky hornín. Preto charakteristiku petrografických typov podáme až po spracovaní materiálu.

Spodná poloha sedimentárnych hornín je reprezentovaná sericiticko-chloritickými fylitmi, ktoré prechádzajú do kremito-sericitických fylitov. Vrchnú (stratigraficky vyššiu) polohu zastupujú šedozelené piesčité fylity. Táto skutočnosť svedčí o určitej zmene batymetrických pomerov počas sedimentácie pačanských vrstiev.

Rakovecká séria, ktorú označujú *Andrusov a Matějka* (1931) ako *fylito-diabázová séria*, predstavuje hercýnsky vývojový cyklus, charakterizovaný flyšoidnou sedimentáciou a iníciaľným bázickým vulkanizmom. Začína po kaledonskom cykle, ktorý bol ukončený vrásnením (spišská fáza vrásnenia; *F u s á n — M á š k a — Z o u b e k*, 1954). Rakoveckú sériu budujú diabázové horniny, ich tufy a tufity a sedimentárne horniny. Vrstevný sled série podal *L. K a m e n i c k ý* (1955), ktorý na báze odlišuje väčšinou psamitické horniny, v strednej časti pelitické fylity striedajúce sa s diabázmi, diabázovými tufmi a tufitmi. Vo vrchnej časti série prevládajú pelitické fylity s menším množstvom diabázových tufitov.

Podrobné geologické mapovanie i v tomto území potvrdilo diskordantný a transgresívny vzťah rakoveckej série ku sérii gelnickej. V rakoveckej sérii sme odlišili súvrstvie bazálne a vulkanogénne.

Bazálne súvrstvie možno sledovať po celej dĺžke série. Na báze vystupujú šedé kremence a pieskovce s polohami piesčitých fylitov. Vyššie sa sedimentácia zjemňuje a horniny sú zastúpené kremito-sericitickými až sericiticko-chloritickými fylitmi. Približne v strednej časti bazálneho súvrstvia sa vyskytujú diabázové tufity, hlavne medzi Smrečinkou (k. 1266,2) a obcou Hnilec. Menší výskyt sme zistili východne od doliny Tešnárka pri kóte 719,1. V bazálnom súvrství na SZ od háj. Súľová pri k. 1152,1 sa nachádza poloha tmavých lydítov. V starších geologických mapách sa bazálne súvrstvie pričleňovalo ku gelnickej sérii asi preto, že je pre rakoveckú sériu netypické, a horniny diabázového charakteru tu vystupujú len rudimentárne.

Vulkanogénne súvrstvie je zložené z hornín vulkanických (efuzívnych i intruzívnych) a sedimentárnych. Z efuzívnych hornín vystupujú tu diabázové tufy a tufity a diabázy. Z diabázov kartograficky možno vymedziť sýto zelené zrnité

diabázy až diabázporfyrity na Prednom Rakovci. Petrograficky interesantným druhom sú mandľovcové diabázy. Mandle eliptického tvaru, veľké od 0,5—1,5 cm, sú tvorené prevažne kalcitom, iné zas minerálmi zo skupiny chloritu. Na Prednom Rakovci v komplexe tufitov sú prítomné tufity s obsahom hematitu. Práškovitý hematit vytvára polohy do 0,5 cm hrubé, ktoré sa striedajú s polohami kvarcitickými. Tieto horniny môžeme označiť ako hematitové kremence. Maximálna mocnosť polohy hematitových kremencov je 2 m. Zo súvrstvia hornín sedimentárnych v spodnej časti vulkanogénneho súvrstvia vystupujú kremité a kremito-sericitické fylity, vo vyšších horizontoch pelitické zelené a fialové fylity. Efuzívne členy rakoveckej série vytvárajú niekoľko horizontov. Ide o submarínne plošné lávové príkrovy, doprevádzané tufmi a tufitmi a striedajúce sa v niekoľkých polohách so sedimentami. Centrálna časť lávového príkrovu je zložená zo zrnitých diabázov, ktoré prechádzajú na periférii do diabázporfyrítov, celistvých diabázov až mandľovcových diabázov. Táto diferenciacia je odrazom podmienok, ktoré panovali pri ochladzovaní telesa, a súvisí priamo s rýchlejšim poklesom teploty na okrajoch telesa ako v jeho centrálnej časti. Z intruzívnych hornín v rakoveckej sérii sa nachádza amfibolitický gabrodiorit (L. Kamenický — Marková, 1957), na hrebeni Smrečinka — Babiná, ktorý leží zhruba na hranici súvrstvia bazálneho a vulkanogénneho.

Karbón na študovanom území vystupuje v troch vývoch. Prvý vývoj predstavuje karbón v oblasti Súlovej; do nášho územia zasahuje iba časť karbónu, a to v ploche ca 8 km². Na jeho odlišný vývoj vzhľadom k okolitým horninám poukázal L. Kamenický (1954) a predpokladal, že ide pravdepodobne o vrchný karbón. Detailným štúdiom tohto súvrstvia v regionálnom merítku sa zaoberal Snopko (1957) a pričlenil ho k spodnému komplexu vrchného karbónu. Fusán (1959) ho zahrňuje do psamiticko-pelitického súvrstvia.

Bázu súvrstvia tvoria zlepenca a kremence. Zlepenca sú svetlejšej farby, stlačené. Valúny sú zložené z vodovobieleho kremeňa o veľkosti do 1 cm. Valúny kremeňa sú zaoblené, prípadne slabo ostrohranné, prevažne jemne pretiahnuté. Tmavé fylity sú výrazne usmernené, vyťahnuté, veľké do 0,5 cm, ojedinele až do 1 cm. Podobného charakteru sú i valúny lyditov. Tmel zlepenecov je kremitý. Tieto zlepenca prechádzajú vyššie do jemnozrnnejších zlepenecov až šedých kremencov. Nad bazálnym súvrstvom je komplex sericiticko-chloritických fylitov, ktoré sa striedajú s kremencami. Mocnosť polôh kvarcitických a fylitov je veľmi menlivá (od niekoľkých mm až do niekoľkých m). Lokálne v tomto súvrství vystupujú pieskovce. Stratigraficky vyšším členom sú tmavé chloritické fylity, v ktorých sa miestami vyskytujú vložky kremito-sericitických fylitov a kremencov so zlepencami. Druhý vývoj — faciú došinského karbónu predstavujú dva menšie výskyty v doline Tešnárka. Sú to tmavé pelitické bridlice so šedými sludnatými bridlicami.

Osobitný vývoj má karbón na novozistených výskytoch východne od doliny

Tešnáarka pri k. 719,1, kde leží diskordantne na rakoveckej sérii. Valúny zlepcov sú tvorené kremeňom, ktorý dosahuje veľkosti 3 cm. V nich sa miestami nachádzajú žilky mladšieho kremeňa, chlorit a limonitizovaný siderit. Tmel zložený z kremeňa, sericitu a chloritu, dodáva hornine šedozelenú farbu, lokálne s fialovým odtieňom. Tmel má prevahu nad valúnmi. Miestami sú valúny kremeňa prítomné len sporadicky alebo celkom chýbajú, a horninu tvorí iba tmel.

Perm vytvára v oblasti Fabianky a doliny Tešnáarka 4 menšie ostrovky a leží na gelnickej a rakoveckej sérii i na karbone. Má tu svoj obvyklý vývoj, pestré zlepenca a sludnaté bridlice s arkózami.

Mezozoikum je v študovanom území zastúpené spodnou časťou triasu na niekoľkých miestach: severný svah k. 1041,9 (v starších podkladoch označovaný ako Suchý vrch II), ďalej na sever, 100 m J od k. 898,3 a v doline Tešnáarka S od k. 478,0. Ide prevažne o pelitické pestré bridlice s vložkami diabázových tufitov, ktoré ležia diskordantne na gelnickej sérii a perme.

Hnilecký granit vytvára tri väčšie telesá: na Súlovej, Suchom vrchu a na severnom svahu vrchu Hoľa, a niekoľko menších výskytov v ich blízkosti. My sme pracovali iba v oblasti najzápadnejšieho — súlovského telesa. Pri geologickom mapovaní sme vymedzili nový, malý výskyt granitu medzi súlovským telesom a granitom pri k. 626,3, ktorý je petrograficky zhodný s týmito výskytmi. Po vyčlenení bazálneho súvrstvia rakoveckej série, a zistením jej rozšírenia južným smerom mení sa názor o geologickej pozícii súlovského telesa.

Súlovské teleso vystupuje v gelnickej sérii a svojou severnou časťou siaha do série rakoveckej. Stýka sa s vulkanickými a sedimentárnymi horninami pačanských vrstiev, na severe s bazálnym súvrstvom rakoveckej série. Nový výskyt granitu vystupuje v sericitických fylitoch, ktoré stratigraficky patria k vrchnej časti vlahovských vrstiev. Ako je nám známe, hnilecký granit sa vyznačuje silnou apomagmatickou, pneumatolitickou činnosťou. Jedným z autometamorfných zjavov tu pozorovaných je i turmalinizácia (J. V a c h t l a L. K a m e n i c k ý). Pozorovali sme ju nielen v samotnom granite a v plášti v horninách gelnickej série, ale i v rakoveckej sérii (napr. v diabázovom tufite pri k. 1152,1 a v celistvom diabáze západne od obce Hnilec). O acidnom charaktere hnileckého granitu svedčia žilky aplitu v žilnom sprievode granitu (J. K a m e n i c k ý, 1957) i nami zistená žilka pegmatitú južne od obce Hnilec v záreze železničnej trate.

Tektonika

Kaledonský vývojový cyklus je zakončený spišskou fázou vrásnenia (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k, 1954), ktorá odpovedá najskôr mladokaledonskej fáze vrásnenia. Výsledkom týchto tektonických pochodov je antiklinálne vykľutie gelnickej série v pásme Vlachovo—Hnilčík—Švedlár v smere ZJZ—VSV. Túto štruktúru označuje S n o p k o (1957) ako *hnilecká antiklinála*. Naše štúdiá sa

obmedzovali na severnú časť tejto štruktúry. Z úložných pomerov gelnickej série a po vyčlenení vulkanických a sedimentárnych horizontov v pačanských vrstvách sme mali možnosť ujasniť si niektoré zásadné otázky, ktoré spresňujú názor na stavbu hnileckej antiklinály. Vlachovské vrstvy v jadre antiklinály sú uložené viac-menej vodorovne. Takúto pozíciu majú na našom území v profile „Na Bielej Skale“ severným smerom ku kóte 937,2. Ďalej na sever, kde sa už objavujú vrstvy pačanské, skláňa sa prvý vulkanický horizont mierne k severu. Ďalšie sedimentárne a vulkanické horizonty (stratigraficky vyššie) sa ukláňajú k severu už pomerne strmo. Vodorovnú pozíciu (0° – 5°) zaujímajú horniny južne od háj. Súľová. Spojnica: háj. Súľová — Na Bielej skale smerom na Vlachovo predstavuje os hnileckej antiklinály.

Po vrásnení a hiáte, keď zvrásnený povrch gelnickej série bol silne denudovaný, začína transgresia rakoveckej série. Spočiatku sa usadzujú iba sedimenty, pozdejšie sa uplatňuje aj mohutný bazický vulkanizmus. Vzťah medzi rakoveckou a gelnicovou sériou je výrazne diskordantný, čo vidno z priebehu štruktúr oboch sérií. Dva vrchné vulkanické sedimentárne horizonty pačanských vrstiev, ktoré majú priebeh V—Z, sú prikruté bazálnym súvrstvom rakoveckej série. Táto séria je pomerne strmo uklonená k severu (50 – 70°), a jej sedimentácia bola prerušená prvými fázami hercýnskeho vrásnenia. Oblasť sa stala súšou a podľahla intenzívnej denudácii. Sedimentácia sa objavila až vo vrchnom karbone. Po sedimentácii vrchnokarbónskych súvrství nastúpili ďalšie fázy vrásnenia. Koncom variského vývojového cyklu v medzihorských depresiách sedimentovalo súvrstvie kontinentálneho permu, po ktorom nasledovala opäť transgresia spodného triasu, ktorá naše územia úplne zaplavila.

Z alpských tektonických štruktúr v širšej oblasti sú synklinálne a antiklinálne pásma priebehu V—Z. V nami študovanom území sme zistili pokračovanie jedného z týchto synklinálnych pruhov („Dobšiná V—Z“; S n o p k o 1957) smerom východným. Tento synklinálny pruh sa tiahne od Dobšinej cez Tešárku na severný svah k. 1041,9 smerom V—Z a je preukázaný malými erozívnymi zvyškami spodného triasu. Mladšie alpské štruktúry sa prejavujú v tomto území vznikom priečných synklinál (depresií) smeru S—J. V našej oblasti nachádzame synklinálu tohto typu (synklinála „Súľová“) vyplnenú vrchnokarbónskym súvrstvom; na území háj. Súľová prechádza do osovej elevácie a jej pokračovanie k severu ešte nepoznáme.

*Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia čs. Karpat. I. SAV, Bratislava. — [2] Fusán O., 1951: Mladšie paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava — [4] Fusán O., 1959:

Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [5] Fu-
sán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského
rudohoria. Geol. sbor. IV/2. Bratislava. — [6] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V.,
1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2.
Bratislava. — [7] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch úze-
mia medzi Dobšinou a Mlynkami. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [8] Kamenický J. —
Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol.
práce, Zoš. 41. Bratislava. — [9] Kamenický L., 1954: Zpráva o geologickom výskume
východnej časti top. sekcie Dobšina. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [10] Kamenic-
ký L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylito-diabázovej série gemeríd. Geol. práce,
Zoš. 45, Bratislava. — [11] Klinec A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. práce,
Zoš. 56. Bratislava. — [12] Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemer-
ského Rudohoří, mezi Gelnicí a Dobšinou. Sb. Stát. Geol. ústavu Čs. republiky. Svazek I.
Praha. — [13] MaheI M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sbor.
IV/1—2. Bratislava. — [14] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení
sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. Bratisla-
va. — [15] Snopko L., 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbonských súvrství
v povodí rieky Slanej. — [16] Snopko L., 1957: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze
kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. Bratislava. —
[17] Vachtl J., 1937: Žula od Hnilce ve Slovenském Rudohoří. Sb. Štát. bán. múzea
D. Štúra, Banská Štiavnica.

ŠTEFAN BAJANÍK

BEMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE DES GEBIETES ZWISCHEN DER NIEDERUNG TEŠNÁRKA UND DER GEMEINDE HNILEC

In dem vorliegenden vorläufigen Bericht wird die stratigraphische und tektonische Lage des
studierten Gebietes übermittelt. Das Gebiet wird hauptsächlich durch die Gelnica (Göllnitzer)
und Rakovec-Serie gebaut, deren gegenseitige Beziehung zueinander als diskordant und trans-
gressiv charakterisiert wird. In der Rakovec Serie wurden einige petrographisch interessante
Gesteinstypen festgestellt, wie z. B. körnige Diabase, Diabasporphyrite, mandelnartige Diabase und
Haematitquarzite. In geringerem Masse beteiligen sich auf dem Bau des studierten Gebietes
der Karbon, Perm und die Untertrias.

Für die Tektonik des Gebietes ist die antikinale Wölbung mit der antikinalem Achse in
ONO—WSW Richtung kaledonischen Alters charakteristisch. Von den alpinen tektonischen Struk-
turen befindet sich da die „Dobšina“ Synklinale mit O—W Richtung, die durch die unter-
triassischen Überreste nachgewiesen wurde, und die jungalpine Synklinale (Depression) „Súľová“
mit N—S Richtung, die durch die Ablagerungen des Oberkarbon ausgefüllt ist.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

JIRÍ ŠUF

NOVÉ POZNÁMKY KE GEOLOGII OKOLÍ KOBELIAROVA, ŠTITNÍKU A NANDRÁŽE NA JIŽNÍM SLOVENSKU

(Německé resumé)

Úvod

Terény u Kobeliarova, Štitníku a Nandráže jsem mapoval od r. 1927 pro bývalou Rimamuráňsko-šalgótarjanskou společnost v Rožňavě a od r. 1956 společně s mými spolupracovníky dr. B. Růžičkou, ing. J. Foldynou a laborantkami M. Šňupárkovou a L. Dorotíkovou.

Tato zpráva vztahuje se hlavně na okolí obce Kobeliarova (16 km k SSZ od Rožňavy).

Mé předválečné nálezy fauny na tomto místě obsahovaly jen nedokonale zachované misky lamellibranchiat, které mohly patřit kulmským *Posidonomyim*, jak se domníval dr. J. Weigelt, profesor na universitě v Halle a/S, upozorňuje současně na podobnost lithologického složení kobeliarovských hornin a hornin harzského kulmu. Těž i mí předchůdci (F. Böhm, 5, V. Illés, 15) považovali kobeliarovské vrstvy za karbonské.

Důvody těchto badatelů nebyly sice přesvědčivé, avšak zarážela mne poněkud ta okolnost, že ani dříve, ani dnes se mi nepodařilo najít u Kobeliarova vedle rodu *Claraia*, *Anodontophora* aj. zřetelnější stopy druhu *Naticella costata* Münst. a *Turbo rectecostatus* Hau., které jsou na jiných triasových nalezištích téměř stálými průvodci zmíněných mlžů. Dále značnou potíž činila nepřítomnost zkamenělin ve vápencích u Kobeliarova, jistá jejich podobnost „karbonským“ vápencům na Ždjaru a zčásti i jejich odchylný vývoj ve srovnání s triasovými horninami Jiho-slovenského krasu. O organických, bohužel neurčitelných zbytcích ve vápencích u Kobeliarova zmiňuje se pouze M. Máška (17).

Další výzkumy v terénu nás konečně přesvědčily, že některé kobeliarovské břidlice, vápence a dolomity jsou skutečně triasové.

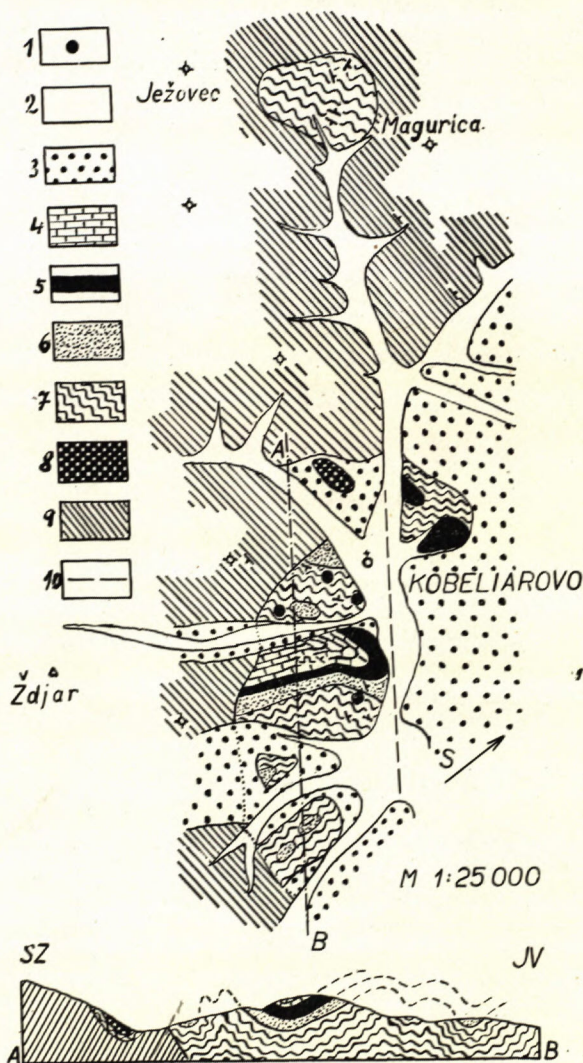
Při výzkumu rudonosné série jsem věnoval pozornost předně triasovým horninám jednak proto, že tvoří primé nadloží této série, určují tedy její předtriasové stáří, jednak proto, že některé vrstvy bylo třeba z ní vyloučit na základě zkamenělin, poukazujících na jiné stáří (sr. např. kapitulu o geologických poměrech okolí Nandráže). Výskyty rud v triasu (Rudabánya v Maďarsku, Rozložná aj. u nás) poukazují též na jistý vztah triasu ke zmíněné sérii.

Zprávy o kobeliarovském území jsem uveřejnil sice již v řadě článků (28–32), avšak bez podrobnějšího rozboru geologické situace a bez obrázků zviřeny. Nyní doplňuji tuto mezeru a předkládám seznam mnou nalezené fauny, který doplňuji novými formami.

Geologické poměry okolí Kobeliarova

Geologické poměry okolí Kobeliarova znázorňuje mapa a profil na obr. 1.

V podloží triasu jsou v okolí Kobeliarova vyvinuty jednak porfyroidy „kambrosilurské série“, jednak krystalické vápence, slepence, břidlice, fylity, křemence a diabasové tufity, tufy i masivní vulkanity „mladšího paleozoika“. Otázka po-



Obr. 1. Náčrt geol. poměrů v okolí Kobeliarova. 1 — naleziště zkamenělin; 2 — alluvium; 3 — suť; 4 — wettersteinské vrstvy; 5 — gutensteinské vrstvy; 6 — vápencová část kampilu; 7 — břidličnatá část kampilu a seis; 8 — serpentín; 9 — mladší paleozoikum; 10 — zlomy.

stavení těchto hornin není ještě definitivně rozhodnuta, protože nebyly v nich nalezeny žádné zkameněliny. O. F u s á n, M. M á š k a a V. Ž o u b e k (1955) i L. S n o p k o. (1957) považovali zmíněné horniny za karbonské. M. M á š k a (1956) nyní tvrdí, že jde v tomto případě o perm, o jeho jelšavské vrstvy Pc. Zatím dávám za pravdu Máškovi, ač nemohu se zde pouštět do podrobného rozboru otázky stáří těchto hornin, protože jsem se letos věnoval pouze výzkumu triasu. Zatím však zdůrazňuji, že jelšavské vrstvy jsou skutečně téměř všude úzce spjaty s werfenem, který leží na nich transgresivně, a že karbonátové horniny těchto vrstev se poněkud liší od triasových hornin stejného petrografického složení.

Vlastní trias u Kobeliarova je budován horninami *seise* a *kampilu*, jejichž paleontologický obsah probírám podrobně níže, dále *gutensteinskými* a *wettersteinskými* vrstvami. Stratigrafická poloha obou posledních stupňů je však zatím určena jen na základě shody petrografického složení s analogickými horninami Jihoslovenského krasu.

Seis je v mém území zastoupen zelenými a fialovými písčitými břidlicemi. Na rozdíl od Jihoslovenského krasu se u nás fialové břidlice objevují nikoliv ve spodní, nýbrž ve svrchní části spodnotriasového souvrství a schází tu často poloha deskovitých vápenců *kampilských*.

Petrografický rozbor těchto břidlic provedl prof. dr. J. K o k t a, který se o nich vyslovil takto:

„Hornina je světle zelenošedá, velmi jemnozrná, v celku stejnoměrně zrnitá. Mikroskopický rozbor dal tyto výsledky: Hlavními součástkami jsou *křemen* a *muskovit*. Klastický křemen tvoří zrna nepravidelně omezená, ostrohranná, velikosti nejčastěji 0,03–0,08 mm, ojediněle i 0,1 mm. Je po hornině rozptýlen celkem stejnoměrně, jen místy je patrné větší nahromadění. Zhášení je bez anomalí (nepřítomnost tlakových deformací).

Druhou hlavní součástkou je *muskovit*, který tvoří šupinky nejrůznější velikosti, nejčastěji v mezích 0,1–0,3 mm. Tyto jsou často deformovány (možno pozorovat silné undulosní zhašení a u příčných řezů zprohýbání) a jejich orientace v hornině je všesměrná (netvoří orientovaných poloh). Muskovit je místy chloritován. *Chlorit* je i samostatnou příměsí, ovšem v značně menším množství než muskovit. Barva v mikroskopu je poměrně světlá, jde tedy o chlorit celkem chudý složkami se železem a s převažující amesitovou složkou (snad klinochlor neb prochlorit).

Z jiných nerostů jsou celkem v podřadném množství přítomny nerosty *kaolinové skupiny* (možno pozorovat v šupinkách hlavně na okrajích preparátů). Bližší identifikace je mikroskopicky nemožná. Dále jsou drobné konkrce *limonitu*, ojedinělá opakní zrna (snad magnetovec) a něco šedočerné hmoty, téměř opakní, neurčitelné.

Horninu by snad bylo možno určit jako *slídnatou písčitou břidlici*“.

Neméně hojně jsou v seisu vyvinuty zelenavé a fialové křemité, velmi pevné slídnaté *pískovce*, které se objevují střídavě uloženy v různých částech tohoto souvrství a v různé mocnosti. Jejich petrografické složení je podobné jako u břidlic, s tím rozdílem, že množství křemene je v nich větší než v břidlicích, a to jak v klastické složce, tak i v tmelu. Kromě toho byl v menším množství zjištěn *kalcit*, *limonit* a *plagioklas*.

Horní polohy uvedených břidlic jsou slínité. Tento obzor je ostře oddělen od nadložních šedých vápenců bez zkamenělin, v nichž se nachází malá jeskyně u Kobeliarova. Slínité břidlice a tyto vápence patří bezpochyby již ke k a m p i l u.

Směrem do nadloží objevují se hrubě lavicovité šedé vápence a místy brekciovitě dolomity. Jsou též bez zkamenělin a charakteristických kalcitových žilek. Tuto část vrstevní série řadím podmíněně k gutensteinským vrstvám. Horní část profilu tvoří v našem území paleontologicky jalový komplex většinou bílých, nezřetelně vrstevnatých vápenců středně-triasových, které považují za *wettersteinské* pro jejich podobnost se stejnomennými vápenci Siličské planiny.

Celé naše území je pokryto neobyčejně silnou h o l o c e n n í s u t í. Některé suťové vrstvy jsou však stmeleny travertinem a tvoří jakousi *polymiktní brekci* (tab. XI, obr. 1, 2), která je nejspíše p l e i s t o c e n n í. Obdobná brekcie je rozšířena i v širším okolí Kobeliarova a skládá se z poněkud oválených kusů vápencových a z úlomků werfenských břidlic, fylitů, porfyroidů a jiných hornin.

Paleontologický rozbor zvířeny

K rozboru paleontologického materiálu z vyvýšenin na pravém břehu Černého potoka v Kobeliarově upozorňuji, že jsme většinu zkamenělin nasbírali v suti, protože výchozy werfenských vrstev jsou prakticky pouze v zářezu silnice z Nižné Slané do Kobeliarova a na polní cestě ze severovýchodní části této obce směrem ke Ždjaru. Místní původ suti je však všude zcela zřejmý. Na četných místech jsme zakládali též rýhy, bohužel jen mělké.

Celkem jsme našli kolem sta kusů zkamenělin, většinou poškozená jádra. Tak např. pouze na jednom jedinci druhu *Claraia aurita* (H a u e r) je zachováno přední křídlo (obr. 5, tab. XII), pouze na jednom exempláři bylo vidět svalový otisk, a to téměř ve stejné poloze a tvaru jako na obr. 7 na tab. XXII v publikaci B i t t n e r a (1900). Protože shora uvedený druh byl v našem území objeven jako první (celkem vzato vyskytuje se tu nejčastěji, avšak téměř vždy bez předního křídla), nelze se divit, že prof. W e i g e l t považoval ho za zástupce druhu *Posidonomya becheri* B r o n n. Druh *Claraia clarai* (E m m r.) byl námi objeven později.

Během výzkumu jsme pátrali po zkamenělinách též na jiných triasových lokalitách (na severním úpatí Siličské planiny, na kopci Nyerges hegy a na Kápolně u Rožňavy), kde jsme získali potřebný srovnávací materiál. Určování rodů a druhů jsem provedl hlavně podle K. I c h i k a w y (1958), M. O g i l v i e - G o r d o n (1927), A. B i t t n e r a (1895, 1900), F. F r e c h a (1904) a M. M a h e l a (1956).

Celkem jsem zjistil u Kobeliarova tyto formy, z nichž druhy a rody, označené hvězdičkou, byly ztraceny za okupace; ostatní jsou uloženy ve sbírkách geologického ústavu VŠB v Ostravě.

**Eumorphotis venetiana* (Hauer)

**Homomya* sp.

Gervilleia sp.

**Pleuronectites* sp.

Claraia aurita (Hauer)

Claraia clarai (Emm r.)

Claraia bittneri Ichikawa

Anodontophora fassaënsis Wissm.

Anodontophora fassaënsis var. *bittneri* Frech.

Mysidioptera sp.

Rhizocorallium Zenk.

? *Turbo* sp.

? *Naticella* sp.

? *Pteridopecten* sp.

Z výčtu této zvířeny a rovněž podle místa nálezu v profilu triasových vrstev u Kobeliarova je patrné, že jsou tu zastoupeny hlavně seiské (*Claraia clarai*, *Claraia aurita*) a kampilské formy (*Claraia bittneri*, *Rhizocorallium* aj.), jakož i řada průběžných tvarů (*Anodontophora fassaënsis*, *Gervilleia*).

Mnohé ze shora uvedených zkamenělin jsou poprvé fotografovány a přiloženy zde na tab. XII a XIII, k níž podávám toto vysvětlení.

Na obr. 1 na tabulce XII jsou kusy pravých misek druhu *Claraia clarai*. V levé části tohoto obrázku je miska druhu *Claraia clarai* (Emm r.) bez křídel, avšak se zachováním mnohých ostatních typických druhových znaků a v podobě, jak se obvykle uvádí v učebnicích paleontologie. Vedle ní je jádro v pravé části obrázku pravděpodobně druhu *Claraia aurita* (Hauer) a ve středu několika kusů misek druhu *Anodontophora fassaënsis* Wissm.

Na obr. 2 a 3 na téže tabulce jsou dva kusy pravých misek druhu *Claraia clarai* (Emm r.) o velikosti $2,7 \times 3,3$ a $2,3 \times 2,9$ cm. Na obr. 3 je vidět vrcholovou část misky s rourkou byssa a soustřednou ornamentací povrchu. Radiální ozdoby se v tomto případě ztratily při zvětvování, kdežto na exempláři 2 z čerstvější horniny nejsou paprscitá žebírka porušena. Kvůli srovnání je na obr. 4 uveden typický exemplář Bittnera (1900) o velikosti $3 \times 2,5$ cm z jeho tab. XXIV, obr. 15, který je shodný s naší zkamenělinou.

Velice zajímavý je letošní nález otisku vnitřního povrchu celé pravé misky druhu *Claraia bittneri* Ichikawa (na obr. 8) rozměrem $1,6 \times 1,7$ cm, na němž se dobře zachovalo zadní křídlo, soustředné ozdoby a vnitřní prohlubeň, omezená plochou vnější obrubou. Misky této formy se u nás objevovaly dříve jen jako poměrně malé úlomky, z nichž nebylo s jistotou možno určit jejich druhovou příslušnost. Na obr. 9 je znázorněna levá miska stejného druhu rozměrem $3,4 \times 3,1$ cm, kterou lze srovnávat s naším exemplářem, protože se tvarově málo liší od pravé. Tento obrázek je kopií obr. 6 na tab. XXIV Bittnera (1900).

Obr. 5, tab. XII, a 1–4, tab. XIII, znázorňuje řadu levých misek druhu *Claraia aurita* (Hauer) různého stáří. Část předního křídla se zachovala pouze u exempláře 5, kdežto u všech ostatních je patrné jen zadní křídlo. Celkem vzato pozorujeme u těchto forem jistou nestálost obrysů a v jednotlivých případech i v poloze vrcholu. Nevylučuji však, že téměř kruhovitá miska na obr. 4 patří druhu *Claraia orbicularis* (Richt.). Vnější soustředné ozdoby aj. znaky odpovídají celkem diagnóze a obrázkům Bittnera.

Je poněkud zvláštní, že druh *Claraia aurita* neuvádějí naši autoři ze všech jiných

triasových nalezišť jiho- a severoslovenského krasu, ačkoliv je dobře znám z werfenských vrstev Maďarska z publikace K. Balogha a G. Pantó (1953).

Z ostatních námi nalezených zkamenělin uvádím na obr. 5—6 na tab. XIII, druh *Anodontophora fassaënsis* Wissm. s miskami cca $0,9 \times 1,5$ cm velikými, který se u Kobeliarova vyskytuje nejčastěji a jehož úlomky někdy přepřlňují břidlice, tvoříce jakousi lumachelu. Vedle tohoto druhu jsou v mém materiálu též exempláře, které odpovídají varietě *Anodontophora fassaënsis bittneri* Frech. Jejich snímek nebylo možno pro špatný stav zachování poříditi. Kromě toho předkládám doplněný snímek misky druhu *Mysidioptera* sp. (rozměry asi $2 \times 1,1$ cm), na němž je vidět silně nahoru posunutý vrchol a paprscitá, dolu rozdvojená, v řezu plochá žebra. Zbytek, který jsem určil jako ? *Pteridopecten*, je zachován velmi špatně. Totéž platí i o břichonožcích z rodu *Turbo* a *Naticella*, od nichž mám jen po jednom basálním závitě s nejasnou povrchovou ozdobou.

Poslední forma je na obr. 8, tab. XIII. Je to jen perokresba, protože originál zkameněliny se nám bohužel ztratil. Znázorňuje bioglyf *Rhizocorallium* Zenk. ve tvaru podkovovité rourky o průměru cca 6 cm. Je zajímavé, že tato stopa červu se u nás vyskytuje v křemitém pískovci a nikoliv ve slinitém vápenci, jak to uvádí Z. Roth (1939) na Siličské planině. Podle výškové polohy v profilu Kobeliarova se naše *Rhizocorallium* nachází též v kampilu.

Tektonické poměry okolí Kobeliarova

Rozbor tektoniky kobeliarovského území se zakládá na vlastních pozorováních s přihlédnutím k výsledkům výzkumu L. Snopka (1957), M. Mášky (1956) aj. badatelů.

Již v r. 1922—1934 jsem řešil otázku poměru triasu ke krystaliniku v jeho podloží, t. j. zda tu jde o tektonický či normální jejich styk, a přišel jsem k závěru, že platí ve mnoha případech první eventualita, protože místy schází buď celý spodní trias (u vápencového bradla Stožok), anebo seis neb část kampilu (u bradla Radzim aj.). Podle pozorování L. Snopka (1957) stejné situace vyskytují se též ve středním triasu. Celkem tedy potvrzuje se tvrzení D. Andrusova, že vrstvy triasu jsou místy odlepeny od podložního krystalinika neb i v jednotlivých vlastních slůžkách a posunuty ve směru působení horotvorných sil z místa svého původního uložení o různou, avšak pravděpodobně ne příliš velkou vzdálenost, což se ovšem vztahuje i na kobeliarovské území.

Pokud se týče podrobností stavby celé zkoumané oblasti, všechny triasové ostrůvky představují nám celkem denudační zbytky porušených synklinál s četnými podružnými vrásami. Tak je tomu předně v největším ostrově při jihozápadním okraji Kobeliarova, kde jdou nejméně tři, v detailech povrásněné vrásy, jejichž osy mají zhruba SZ-ní směr (sr. profil obr. 1). A to platí i pro mnou objevenou kru na severním okraji zmíněné obce, v níž je vyvinut kampil a gutenstein-

ské dolomity, dále pro výskyt u Gample na severním svahu Rimbergu a pro kru mezi Ježovcem a Maguricou, v níž tvoří podstatnou část normálně vyvinuté seisské břidlice s neurčitelnými stopami zkamenělin. Menší díl těchto hornin vyznačuje se však silnější metamorfosou než u jinde vyvinutých hornin tohoto stupně.

Zásluhou L. S n o p k a (1957) vešlo nyní ve známost, kdy a jak vznikly tyto ostrovy. Stanovil totiž v širší oblasti Nižné Slané germanotypní vrásové struktury, vzniklé v období hercynského vrásnění, a vrásy (zčásti alpinotypní) i deprese alpinského horotvorného cyklu, které provázejí četné dislokace. Denudačními zbytky těchto vrás jsou právě naše triasové ostrovy (viz profil S n o p k a na obr. 10 v textu). Zcela správné je též jeho schéma na příloze VII, kde je znázorněna poloha os vrás a vzájemná souvislost dvou řad triasových ker. Vyznačená jím dislokace SSZ-ního směru v údolí Černého potoka je i dle mého úsudku skutečností, tak jako i zlom SV-ního směru u Kobeliarského mlýnu, který omezuje porfyroidy na Rimbergu.

Zatímní výsledky průzkumu na kopci Háj u Štítníku

Stáří hornin na Háji je dodnes ještě nejisté, neboť nebyly odtud známy žádné zbytky útrojenců. Jediným vodítkem v tomto směru bylo jejich shodné petrografické složení s faunisticky doloženými vrstvami jiných oblastí Gemerid. Na tomto základě určil je r. 1905 H. B ö c k h (1906) jako karbonské.

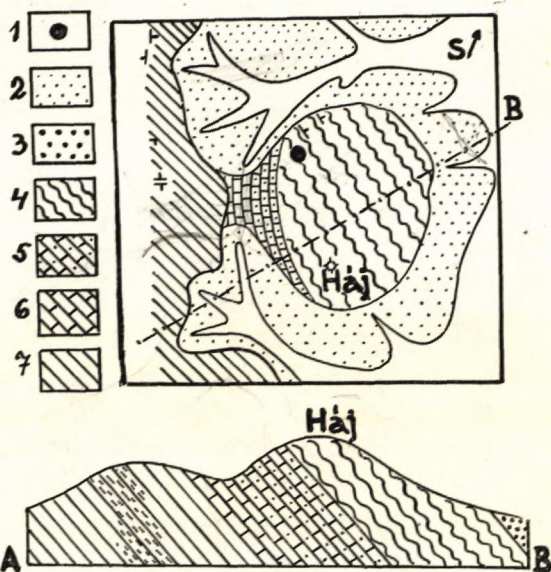
Roku 1936 jsem našel na Háji první zkameněliny, které jsem popsal jako ? *Carbonicola* M c C o y a ? *Palaeonodonta* A m a l. (1930) (tab. XIV, obr. 3–5). Přestože jsem již tehdy měl k dispozici desítky exemplářů těchto rodů, nedospěl jsem k jejich přesnému zařazení, ježto byla to jen jádra, na nichž bylo špatně vidět podrobnosti ozdob povrchu misek a protože nebylo lze vypreparovat zámek ani zjistit nějaké specifické rysy jejich organizace. Nicméně jsem soudil podle tvaru misek těchto forem, že stojí velmi blízko ke shora uvedeným rodům. Stejně jako H. B ö c k h a, přivedlo i mne petrografické složení hornin na Háji k myšlence, že jde tu o vrstvy karbonského stáří.

M. M i š í k (1953) v práci z r. 1950 vyznačuje na geologické mapě Háje kampilské vrstvy a tvrdí, že o tom svědčí petrografický ráz hornin. R. 1956 J. B y s t r i c k ý, O. F u s á n a M. M a h e l (1957) předložili přehlednou geologickou mapu Spišsko-gemerského rudohoří, na které figuruje s otazníkem perm jak na Háji, tak i v jeho širším okolí.

Nejistota určení stáří na petrografickém a paleontologickém základě donutila mne reambulovat terén na Háji a v okolí. Výsledky tohoto průzkumu jsou znázorněny na geologickém náčrtku a profilu na obr. 2.

Mnou objevené naleziště zkamenělin leží asi 500 m na SZ od vrcholu kopce Háj (výškový bod 444) ve vzdálenosti 2 km směrem na jiho-jihozápad od evang. kostela ve Štítníku.

Jak je patrné z profilu na obr. 2, jsou v severovýchodní jeho části zastoupeny zelené písčité břidlice (3), které přecházejí směrem do podloží v tmavě šedé, v navětralém stavu žluté, velmi jemné jílovité břidlice (4). Pod nimi objevují se šedé vápenité břidlice (5), dále pak celistvý šedý písčité vápenc (6), místy potažený travertinem, a konečně následují silně zvrásněné zelené, místy fialové jílovité břidlice (7).



Obr. 2. Náčrt geol. poměrů okolí Štítniku. 1 — naleziště zkamenělin; 2 — suť; 3 — zelené písčité břidlice; 4 — šedé a žluté jílovité břidlice; 5 — vápnité břidlice; 6 — šedý vápenc; 7 — zelené jílovité břidlice.

Vrstvy na Háji jsou na SV svahu uloženy dosti klidně, se směrem úpadnic kolem 45° a úklonem $40-60^\circ$, kteroužto polohu zachovávají až na vrchol hory Těr hegy, nehledíme-li k některým místním protiúklonům, které svědčí o jistém jejich povrásnění. Z této situace lze soudit, že vrstvy na Háji leží v podloží střednětriasových vápenců hory Těr hegy.

Na JV svahu Háje, v zářezu staré silnice Gočaltovo—Jelšava, jsou horniny silně dislokovány a tvoří místy klikaté vrásky se stále se měnícím úklonem a směrem. Na JV od Gočaltova převládá však všude téměř stálý jižní úklon vrstev, z čehož usuzují, že vrstvy na Háji patří k místní antiklinále a že jižním směrem opět zapadají pod vápencový trias. Toto uložení vrstev vnucuje myšlenku, že je na Háji nejspíše zastoupen skutečně werfen, jak to určil M. Mišík (1953).

Tyto nově zjištěné skutečnosti podnítily mne, abych se znovu zabýval petrografickým rozbořem hornin na Háji a jejich paleontologickým obsahem za účelem zjistit, zda nemají něco společného s jinými werfenskými vrstvy merid.

Petrografický rozbor hornin na Háji (vzorku z vrstvy č. 2 našeho profilu) provedl J. K o k t a a určil nerosty jednak z výplavu, jednak z výbrusu. Analýsa výplavu vyzněla takto:

„Oba vzorky mají podobné mineralogické složení. Nerostná zrna jsou jednak bílá (bezbarvá), jednak krvavě červená. Těchto je ve světlém vzorku málo, v tmavém je jich značné množství.

1. Zrna bílá, zakalená, mají nepravidelný obrys, pod mikroskopem sotva znatelná štěpnost. $n < 1,540$, dvojosé, optický charakter negativní. Zrna, která nejeví dvojitného srůstu, nebo srůst dle karlovarského zákona, slabě nažloutlá, jsou *orthoklas*. Tohoto je podstatně více. Zrna, jevíci mnohočetné lamelování, jsou *plagioklas*y povahy oligoklasu až andesinu. Těchto je podřadné množství.

2. Zrna nažloutlá až žlutá, jevíci se jako jemnozrnný agregát, mikroskopicky neurčitelná. Je jich velmi málo.

3. Zrna bezbarvá, dokonale průhledná, bez štěpnosti $n > 1,540$ (nepatrně), opticky jednosá, pozitivního charakteru. *Křemen*

4. Opakní zrna, prosvítající v nejtenších lupencích krvavě červeně. Červený vryp (barva jemného prášku). V HCl (1:1) se rozpouští (žlutý roztok). Kapičková reakce na Fe. Tvar u tmavého vzorku nepravidelný, ojedinělé úlomky charakteru krychlí s podélným rýhováním na stěně. Jedná se o *hematit*, a to o jeho pseudomorfozy po pyritu (reakcí jodasidovou v preparátě pod mikroskopem po rozdrčení vzorku dokázány stopy siřníku)“.

Rozbor výbrusů břidlic měl téměř stejné výsledky, s tím rozdílem, že byly zjištěny ve větším množství *jílové nerosty* (kaolinit) a *limonit* (zvláště ve zvětralé, žluté břidlici). Celkový obsah horniny svědčí, že jde o velmi jemnozrnnou jílovitou břidlici, která se na jiných nalezištích werfenských vrstev vyskytuje poměrně vzácně. Představuje sebou tedy zvláštní facii těchto vrstev.

Na lokalitě Háj jsme nasbírali v r. 1957 množství zkamenělin hlavně v jemných šedých, ve zvětralém stavu žlutých jílovitých břidlicích a zčásti i v břidlicích vápenitých.

Našli jsme tu opět drobné misky jako na obr. 3—5, tab. XIV, dále 1 až 1,5 mm dlouhé rozevřené misky, které patří podle úsudku B. R ů ž i č k y skořepatcům. A. P ř i b y l se domnívá, že jde o *Candona* ? sp. Já osobně kloním se spíše k názoru, že jde o „*prodissoconchy*“ některých mlžů, snad *Nucul*. Jsou tu též četné *bioglyfy* (obr. 1—2 na téže tabulce) a úlomky misek nějakých větších forem mlžů. Jde opět o špatně zachovalý materiál, který nedovoluje mi učinit stejně jednoznačný závěr o stratigrafickém postavení vrstev na Háji, jak to bylo možné u Kobeliarova. Avšak se zřetelem na jiné možné stáří našich štitnických hornin přemýšlel jsem též o významu paleontologického materiálu z Háje a poukazuji nyní na to:

Exemplář na obr. 4 na tab. XIV, označený jako ? *Palaeonodonta* sp., mohl by být ve světle nových zkušeností druhem *Solenomya semseyana* Bitt., jak je patrné z obr. 6 na téže tabulce, jenž je snímkem z publikace B i t t n e r a (1912), tab. VIII, obr. 23. Tento druh pochází však z carditových a rajblských vrstev. Dále naše *Carbonicola* připomíná mi některé *Nuculy*, známé z werfenských

vrstev. O tom svědčí kromě jiného stopy taxodontního zámku, které jsem zjistil broušením některých exemplářů.

Správnost tohoto tvrzení jsme si ověřili v září r. 1959 na Háji u Štítniku, kde jsme založili řadu jam v odkryvech podél staré cesty do Gočaltova (v okolí černého bodu na náčrtku obr. 2). Nalezli jsme v této oblasti zcela neznámou *květenu*, která se velmi vzácně objevila v celém profilu vrstev. První stopy rostlin zde konstatovala L. Dorotíková.

Celkem se nám podařilo najít tam asi 30 otisků úlomků poměrně špatně zachovaných lístků a jiných částí rostlin, z nichž nejlepší exempláře jsou uvedeny na tab. XV.

Veškerý tento, zřejmě přeplavený materiál jsem postoupil Fr. Němejcovi, který se vyslovil, že „jistě nejde o floru karbonskou; při nejmenším jsou to permské nebo dokonce triasové formy“.

Bohužel se mu zatím nepodařilo určit zcela přesně systematické postavení těchto nepatrných úlomků. Poukázal pouze na jistou podobnost naší nejlépe zachované formy na obr. 1–2, tab. XV, nějakému druhu z příbuzenstva *Odontopteris osmundaeformis* neb nějakému triasovému *Neuropteridiu*. Drobnější kus podobného vzhledu by mohl dle něho být triasovým druhem *Pecopteris sulziana*. Koneček vejírku na obr. 3 též tabulky, který jsem považoval za šupinku šišky *Voltzie*, může dle F. Němce patřit druhu *Sphenopteris germanica* neb jinému *Sphenopteridu*, anebo i nějaké drobnější *Thinnfeldii*. Forma na obr. 4 vypadá pak jako zlomek listu nějaké *ginkgoaceie*. Skupinu jednonervových úkrojků na obr. 5 lze považovat za otisky lístků *konifer*, dosti podobných *Ullmanniim*. Exemplář na obr. 6 vypadá trochu jako listek od *Sphenozamites*; nervatura je ale příliš řídká. Proto nevylučuji, že jde tu spíše o hmyzí křídýlko. Kromě toho je tu ještě jeden útržek listu, který připomíná *Nilssonii* neb *Taeniopteris* (obr. 7).

Nejisté výsledky tohoto prvního pokusu určení systematické příslušnosti našich rostlinných otisků je zatím překážkou ve věci rozhodování o stáří vrstev na Háji. V souvislosti se shora uvedenou zvířenou předpokládám však, že jde přece nejspíše o trias.

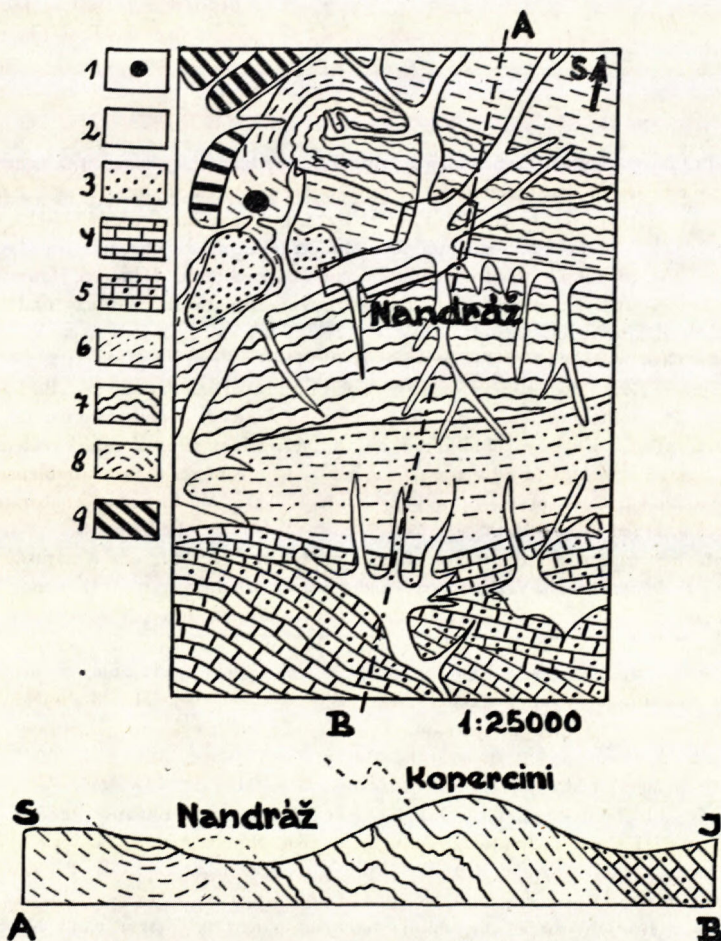
Geologický průzkum okolí Nandráže na západ od Jelšavy

Na vídeňské geologické mapě (1 : 15 000) jsou v okolí Nandráže vyznačeny zelené diabasové břidlice. R. 1905 H. Böckh zařadil je do werfenských vrstev na základě polohy pod triasovými vápenci a v nadloží křemenců, které považoval za permské. R. 1936 se mi podařilo v těchto horninách najít druh *Lingula tenuissima* Br. (obr. 7 na tab. XIV) o rozměru misky 9×4,5 mm a několik neurčitelných úlomků velkých misek lamellibranchiat, a tím částečně potvrdit správnost Böckhova názoru na jejich stáří.

V celém rozsahu werfenských břidlic od Rákošského mlýnu až k Jelšavě jsem

nenášel v této době žádné příznačně triasové zkameněliny. Zjistil jsem při tom speciálně v okolí Nandráže, že werfenské vrstvy se tu vyznačují odchylným vývojem. Jsou zastoupeny totiž velmi jemné zelené a žluté jílovité břidlice s menším počtem křemencových a pískovcových vložek. Je též třeba zdůraznit jakožto zvláštnost nápadnou klivá ž těchto, patrně seiských hornin.

Mikroskopickým rozbořem jsem v nich zjistil jílové nerosty (*kaolinit* ?) a velmi drobná zrnka *křemene*, jakožto podstatné složky, dále mnoho pseudomorfois *krevele* po pyritu, vedle nichž se objevují shluky *chloritu* a ojediněle i *amfibol*. Tyto nerosty tvoří velmi jemnozrnnou tuftickou břidlici, která je střídavě uložena v různé mocnosti v jílovité břidlici. Svým vzhledem a částečně i petrografickým složením připomínají mi tyto horniny poněkud werfenské břidlice z vrstvy 2 na Háji u Štítníku.



Ob r. 3. Náčrt geol. poměrů okolí Nandráže. 1 — naleziště zkamenělin; 2 — alluvium; 3 — sut; 4 — wettersteinské vápence; 5 — gutensteinské vápence; 6 — vápnité břidlice a vápencový kampil; 7 — písčité břidlice (seis); 8 — jílovité břidlice (seis); 9 — mladší paleozoikum.

Kampilské vrstvy mají obvyklé petrografické složení, tj. jsou to fialové a zelené písčito-slídnaté břidlice, přecházející do deskovitých vápenců.

Jak je patrné z geologické mapy a profilu na obr. 3, stýkají se werfenské vrstvy na severu (v podloží) se „spodnokarbonskými“ břidlicemi, pod nimiž jsou „svrchnokarbonské“ křemence a křemité brekcie. Tyto jsou jinde v našem terénu však v přímém podloží werfenu. O stáří těchto křemitých vrstev platí to, co jsem uvedl na str. 113, t. j., že patří nejspíše k permu, stejně jakož i břidlice v jejich nadloží. Nad werfenem následují pak gutensteinské a wettersteinské vápence.

Tuto situaci jsem revidoval r. 1956 a získal jsem u Nandráže velmi vzácný druh *Lingula tenuissima* B. r. (obr. 7, tab. XIV).

*Katedra geologie a paleontologie
na VŠB v Ostravě*

LITERATURA

- [1] A. Bittner: Lamellibranchiata d. alp. Trias. Abhandl. geolog. Reichsanst., 1895. — [2] A. Bittner: Ueber Pseudomonotis Telleri u. verw. Arten d. unt. Trias. Jahrb. d. geol. Reichsanst., L. sv., 1900. — [3] A. Bittner: Bakonyi triasz lamellibranchiatak, 1912. — [4] K. Balogh — G. Pantó: Mesozoikum sev. Maďarska a přilehlých částí Jihoslov. krasu. Sb. ÚÚG, 1953. — [5] F. Böhm: Reambulation zw. Csetnek und Henczko. Jahresber. d. ungar. geol. Anst., 1906. — [6] H. v. Böckh: Die geol. Verhältnisse des Vashegy und Hradek. Mitteil. aus d. Jahrb. d. ungar. geol. Anstalt. 1905. — [7] J. Bystrický: Príspevok ku stratigrafii Juhoslov. krasu. Geol. práce, 1953, Zprávy 3. — [8] J. Bystrický: Stratigrafia triasu Slov. krasu. Geol. práce, Zoš. 46, 1957. — [9] F. Broili: Die Fauna der Pachycard—Stufe der Seisser Alm. Palaeontographica, 1903—4. — [10] F. Frech: Neue Zweischaler u. Brachiop. aus der Bakonyer Trias. 1904. — [11] F. Frech: A werfění rétegek vezérkövületei etc., 1912. — [12] O. Fusán — M. Máška — V. Zoubek: Některé dnešní problémy stratigrafie Spiš.-gemer. paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, 1955. — [13] V. Homola: Stratigr. a paleogeografie Jihoslov. krasu. Sbor. Stát. geol. úst., 1951. — [14] K. Ichikawa: Zur Taxonomie und Phylogenie der triadisch. „Pteriidae“, Paleontographica, sv. 111, od. A. Stuttgart, 1958. — [15] V. Illés: Montangeol. Verhältnisse in der westl. Umgebung von Dobšina. 1952, Jahrb. d. geol. Bundesanst. — [16] Zb. Kotónski: Preglacialne a interglacialne vsady w Tatrach. Akta Geologica Polonica, 1958, sv. VIII. — [17] M. Máška: Zpráva o výzkumu paleozoika Spiš.-gemer. Ruduhóí (I. Perm). 1956. — [18] M. MaheI: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemer. synklinále. Vykl. k exkurs., sekce B, 1956. — [19] M. MaheI: Nové nálezy zkamenelin vo werfen. vrstvách na južnom svahu N. Tatier. Geol. práce, Zprávy 8, 1956. — [20] M. MaheI: Geológia Stratsenskej hornatiny. Geol. práce, Zoš. 48a, 1957. — [21] M. Mišík: Geol. pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník SAV, roč. IV, 1953, č. 3—4. — [22] M. Ogilvie-Gordon: Das Grödner-, Fassa- und Ennenberggebiet in den süd-tiroler Dolomiten. III. část. Paleontolog. Abh. d. d. geol. Bundesanstalt, XXXIV, 1927. — [23] Z. Roth: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Zprávy ČSAV, 1939. — [24] P. Rozložník: Die geol. Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geol. Ungarn., 1935. — [25] L. Snopko: Stručná zpráva o stratigr. rozčlenení sedim. staršieho paleoz. v širšom okolí N. Slanej. Geol. práce, Zprávy 11, 1957. — [26] L. Snopko: Predbežné výsledky štúdia stratigr. karb. súvrstvia v povodí r. Slanej. Geol. práce, Zprávy 11, 1957. — [27] L. Snopko: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spiš. príkrovu v povodí r. Slanej. Geol. práce, Zprávy 11,

1957. — [28] J. Šuf: Přehled nových výskytů zkamenělin v jv. části Slov. Krušnohoří. Bratislava, 1936. — [29] J. Šuf: Nález triasu u Kobeliarova. Věst. stát. geol. úst., roč. VI, č. 1, 1930. — [30] J. Šuf: Zpráva o geol. mapování ve Slov. Krušnohoří. Hor. Věst., 1933. r. XXI, část. 3—4. — [31] J. Šuf: Poznámky o nových karb. a trias. zkamen. Věst. stát. geol. úst., r. VI, č. 3, 1930. — [32] J. Šuf: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické na Slovensku. Báň. svět., 1935. — [33] L. Waagen: Die Lamellibranchiaten d. Pachycard. Stufe der Seisser Alm. Abhandl. geol. Reichsanst., 1957. — [34] P. Wittenburg: Beiträge zur Kenntnis der Werf.-Schicht. Südtirols, Geol. u. Pal. Abhandl. (E. Kokena), 1908. — [35] J. Weigelt: Die Bedeutung der Jugendformen karb. Posidonomyen etc. Paleontographica, sv. LXIV, 1922.

JIŘÍ ŠUF

NEUE BEMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE DER ÜMGEBUNG VON KOBELIAROVO,
ŠTITNÍK UND NANDRÁŽ IN DER SÜDLICHEN SLOWAKEI

In Fortsetzung des eine Zeit lang unterbrochenen geologischen Studiums der in der Überschrift genannten Orte wandte ich mich vorerst der Gegend von Kobeliarovo zu, weil meine frühere Altersbestimmung einiger Gesteine der Kontrolle bedurfte. In den Jahren 1930—36 habe ich in dieser Gegend Werfener Schichten (28—32) mit schlecht erhaltenen Lamellibranchiaten-Resten entdeckt. Das Belegematerial ist mir leider während der Okkupation verloren gegangen und ich musste mir deshalb neues Material verschaffen und einige Geländeabschnitte neu aufnehmen unter Berücksichtigung der Ergebnisse anderer Forscher (12, 17, 19, 21, 23, 25, 26), die während der Unterbrechung meiner Forschungen in der genannten Gegend arbeiteten.

Aus denselben Gründen mussten die erwähnten Arbeiten auch in den Umgebungen von Štitník und Nandraž durchgeführt werden.

Im Laufe dieser Arbeiten konnten in der Gegend von Kobeliarovo 1. der Fund der Werfener Schichten bestätigt und 2. die geologische Skizze der Abb. 1 gezeichnet werden.

Das untertriadische Alter dieser Schichten wird an Hand der folgenden Versteinerungen bestimmt: *Eumorphotis venetiana* (Hauer), *Homomya* sp., *Gervilleia* sp., *Pleuronectites* sp., *Claraia aurita* (Hauer), *Cl. clarai* (Emm.), *Cl. bittneri* Ichikawa, *Anodontophora fassaënsis* Wissm., *An. fassaënsis* var. *bittneri* Frech, *Mysidioptera* sp., *Rhizocorallium* Zenk., ? *Turbo* sp., ? *Naticella* sp. und ? *Pteridopecten* sp. (Taf. XII, XIII).

In diesem Verzeichnis sind Formen der Seisser und Campiler Schichten vertreten, welche Tatsache auch durch die petrographische Übereinstimmung der in Frage kommenden Gesteine mit typischen Gesteinen anderer triadischen Gebiete bestätigt wird.

Auf Grund einer genauen Bestimmung der stratigraphischen Lage dieser Schichtengruppen war es möglich, in dem gesamten Gebiet einerseits den Schichtenkomplex des Liegenden, der zu der „erzführenden Serie“ der Gemeriden gehört und dessen Alter noch nicht ganz sicher ist (wahrscheinlich zum grösseren Teil jüngeres Paläozoikum), zu bestimmen, und andererseits, die Kalksteine des Hangenden in mittlere Trias einzureihen (Gutensteiner und Wettersteiner Kalke).

Dem Verfasser dieser Studie, L. Snopko (25—27), M. Máška (17) u. a. ist es gelungen, die Frage des geologischen Baues der Gegend von Kobeliarovo zu lösen: die triadischen Inseln sind Denudationsrelikte, die in Synklinalen, deren Achse ungefähr die Richtung NNW haben, erhalten geblieben sind. Die Tektonik dieser Inseln ist aber kompliziert durch kleinere Detailfalten und Dislokationen.

Die Umgebung von Štítník

Die Frage des Alters der Gesteine auf dem Berge Háj (siehe die Skizze Abb. 2) ist noch nicht gelöst. Durch Vergleich mit faunistisch bestimmten Gesteinen anderer Gebiete der Gemeriden stellen manche Autoren (6, 31) diese Gesteine zum Karbon, andere (21) zur Trias oder zum Perm (8). Im Jahre 1936 ist es mir gelungen, auf diesem Berge Versteinerungen zu finden, die ich ursprünglich zur Gattung ? *Carbonicola* McCoy und ? *Palaeonodonta* Amal. (Abb. 3—5, Taf. XIV) stellte. Da es mir aber nicht möglich war, dieses paläontologische Material genauer zu bestimmen, war ich genötigt mir neue besser erhaltene Versteinerungen und Gesteinsmuster zum petrographischen Studium vom Háj-Berge zu verschaffen, um es mit Gesteinen anderer Gebiete vergleichen zu können.

Die paläontologischen Funde im Jahre 1957 brachten aber nur wenig Neues (Taf. XIV). Da die Gesteine auf dem Háj-Berge das unmittelbare Liegende mitteltriadischer Kalksteine bilden, wird man mit der Möglichkeit untertriadischen Alters unserer Versteinerungen rechnen müssen; vergleichen wir sie mit den Abbildungen von Bittner (3), kann man manche von ihnen zur Art *Solenomya semseyana* Bitt. (Abb. 4, Taf. XIV), andere zur Gattung *Nucula* Lam. (Abb. 3, Taf. XIV) stellen. Ich möchte aber dazu bemerken, dass auch durch mein neues Material nicht die Genauigkeit dieser Bestimmung gesichert ist; dennoch sehe ich mich aber genötigt, die ursprüngliche Meinung vom karbonischen Alter der Gesteine auf dem Háj-Berge fallen zu lassen.

Petrographisch kann man die Gesteine des Háj-Berges charakterisieren als sehr feinkörnige sandige (im Profil der Abb. 2 als 3 bezeichnet) und tonige Schiefer (4), weiters kalkig-sandige Schiefer (5) und untergeordnet Kalksteine (6), was sonst in den Werfener Schichten nur selten konstatiert werden kann. Im Falle, dass diese Stufe hier ausgebildet ist, stellt sie eine besondere petrographische und paläontologische Fazies dar.

Im Jahre 1959 ist es mir gelungen ausser den oben angeführten Tierresten bis jetzt ganz unbekannte Flora am Gipfel des Berges Háj in Form kleiner Bruchstücke von Blättern zu finden. Diese Versteinerungen sind an der Tabelle XV abgebildet. Der Stand der Erhaltung und bruchiger Charakter dieser Ueberreste sind leider ganz unvollständig. Professor F. Němejč, dem ich das ganze Material zur Untersuchung, vorlegte, hat nur folgendes festgestellt: äusserer Aspekt unserer Pflanzen zeugt, dass wir in diesem Falle nicht mit karbonischen, sondern mit permischen, oder sogar mit triadischen Flora zu tun haben. Die Form an den Abbildungen 1—2 (Taf. XV) gehört entweder zur Art *Odontopteris osmundaeformis*, oder zu den Repräsentanten irgend *Neuropteriden*. Das kleine Exemplar ähnlichen Ansehens dürfte man zu der triadischen Art *Pecopteris sulziana* zuschreiben. Der Blatteil an der Abbildung 3 ist wahrscheinlich ein Ueberrest entweder der *Shenopteris germanica*, oder irgend einer *Thinnfeldia*. Die Form an der Abbildung 4 kann zu einer *Ginkgoacea* zugehören. Der Abdruck an der Abbildung 5 kann für einige Nadeln aus der Gruppe *Ullmania* gehalten sein. Das Exemplar an der Abbildung 6 ist gewissermassen dem Blatt der Gattung *Sphenozamites* ähnlich, an der Abb. 7 dem Bruchstück einer *Nilssonia* oder *Taeniopteris*.

Die Umgebung von Nandráž

Die Revision der geologischen Situation dieses Ortes habe ich durchgeführt einerseits deswegen, um die verloren gegangenen Versteinerungen ersetzen zu können, andererseits um die petrographischen Eigenschaften der Gesteine, die H. v. Böckh (6) und der Verfasser auf Grund des Fundes von *Lingula tenuissima* Br. (Abb. 7, Taf. XIV) als untertriadische ansprachen zu untersuchen. Auffällig dabei ist, dass

1. im beschriebenen Gebiet keine anderen, anderswo in den Werfener Schichten sehr häufigen Lamellibranchiaten gefunden werden konnten;

2. in der Serie grauer und gelblicher feinkörniger Tonschiefer, in denen Schalen der oben angeführten Brachiopoden gefunden wurden, auch Tuffitschichten vertreten sind;

3. in diesen Gesteinen eine gut ausgeprägte Druckschieferung existiert, was in anderen triadischen Gesteinen nicht beobachtet wurde.

Die Funde von *Lingula* und das Verhältnis der studierten Schichten zur mittleren Trias bestätigt in einem gewissen Grade die Richtigkeit unserer ursprünglichen Meinung, dass die hierigen Gesteine untertriadischen Alters sind. Zur gleichen Zeit muss ich aber darauf aufmerksam machen, dass wir es hier wieder mit einer besonderer Fazies der Werfener Schichten, die teilweise der Entwicklung dieser Schichten bei Šitník ähnelt, zu tun haben.

Geolog. Institut der Bergakademie,
Ostrava

Tab. XI.

Obr. 1. Dvojí druh pleist. sutí stmelené travertinem. Horní vrstva s váp. valouny připomíná girlandovou půdu; dolní obsahuje kromě váp. úlomků též ostrohr. kusy werfen. břidlic, fylitů aj. Odkryv 100 m J od mostu na Černém potoce v Kobeliarově.

Obr. 2. Detail dolní polohy pleist. sutí z obr. 1.

Tab. XII.

Obr. 1. *Claraia clarai* (Emm r.) vlevo, *Claraia aurita* (Hauer) v pravém dolním rohu a *Anodontophora fassaënsis* Wissm. uprostřed. Kobeliarovo, seis. Rozměr celé horninové plotničky asi 8×11 cm.

Obr. 2. *Claraia clarai* (Emm r.) Úlomek pravé misky se zachovanou ornamentací povrchu. Kobeliarovo, seis. Rozměry zkameněliny 2,7×3,3 cm.

Obr. 3. *Claraia clarai* (Emm r.). Celá pravá miska s rourkou byssa. Jemná radiální žebírka nejsou patrná, protože tento kus byl nalezen v sutí a je zvětralý. Kobeliarovo, seis. Rozměry zkameněliny 2,3×2,9 cm.

Obr. 4. *Claraia clarai* (Emm r.). Snímek exempláře z publikace Bittnera (2) na tab.

Obr. 5. *Claraia aurita* (Hauer). Pravá miska s částečně zachovaným předním křídlem. Kobeliarovo, seis. Rozměry zkameněliny 3×2,5 cm.

Obr. 6. *Claraia aurita* (Hauer). Snímek z publikace Bittnera (2) na tab. XXIV, obr. 12.

Obr. 8. *Claraia bittneri* Ichikawa. Otisk vnitřního povrchu celé pravé misky s vnitřní prohlubní a plochou obrubou. Kobeliarovo, kampil. Rozměry zkameněliny 1,6×1,7 cm.

Obr. 9. *Claraia bittneri* Ichikawa. Snímek z publikace Bittnera (2) na tab. XXIV, obr. 6.

Tab. XIII.

Obr. 1. *Claraia aurita* (Hauer). Levá miska bez předního křídla. Kobeliarovo, seis. Rozměry zkameněliny: 2,8×4 cm.

Obr. 2. *Claraia aurita* (Hauer). Silně obroušená levá miska bez před. křídla. Kobeliarovo, seis. Rozměr zkameněliny: 1,9×2,9 cm.

Obr. 3. *Claraia aurita* (Hauer). Levá miska s částečně zchovalými povrch. soustřed. ozdobami. Kobeliarovo, seis. Rozměr zkameněliny: 1,4×1,8 cm.

Obr. 4. *Claraia aurita* (Hauer). Levá miska téměř hladká a kruhovitého obrysu [? *Cl. orbicularis* (Richt.)]. Kobeliarovo, seis. Rozměr zkameněliny: 1,7×1,3 cm.

- Obr. 5. *Anodontophora fassaënsis* Wis m. Pravá miska. Kobeliarovo, seis. Rozměry zkameněliny: 0,9×1,5 cm.
- Obr. 6. Dtto. Jiný exemplář.
- Obr. 7. *Mysidioptera* sp. Doplněný úlomek s dobře zachovalou povrchovou ozdobou. Kobeliarovo, kampil. Rozměr zkameněl. cca 2×1,1 cm.
- Obr. 8. *Rhizocorallium* Zenk. Perokresba bioglyfu z kampilských vrstev. Kobeliarovo. Průměr cca 6 cm.

T a b. XIV

- Obr. 1. Šedá břidlice z vrstvy 4 v profilu Háje u Štitníku. Skutečná velikost horninového vzorku je asi 4×6 cm.
- Obr. 2. Šedá břidlice ze 4. vrstvy na Háji s miskami 2 mlžů a s četnými miskami ? skořepatců o velikosti kolem 1×1,5 mm. V pravém dolním rohu snímek silně zvětšených (asi 7×) misek.
- Obr. 3. Vnější jádro rozevřených misek, které byly mnou původně určeny jako ? *Carbonicola* sp. (28). Rozměry každé misky 2,6×6 mm. Háj u Štitníku, vrstva 4.
- Obr. 4. Vnější jádro rozevřených misek, určených mnou (28) jako ? *Palaeonodonta* sp. Rozměry misky 5×2,6 mm. Háj u Štitníku, vrstva 4. Pravděpodobně jde o druh *Solenomya semseyana* Bitt. s poněkud odřeným povrchem misek.
- Obr. 5. Jádro misek druhu ? *Carbonicola* sp. s přirostlými krystalky krevele na vrcholech, což lze pozorovat skoro u všech těchto forem. Rozměry misek 3×9 mm. Háj u Štitníku, vrstva 4.
- Obr. 6. *Solenomya semseyana* Bitt. Snímek z publikace Bittnera (3) na tab. VIII, obr. 23. Skutečná velikost.
- Obr. 7. *Lingula* cf. *tenuissima* Br. ze žlutých břidlic od Nandráže. Rozměr 9×4,5 mm.

T a b. XV

- Obr. 1. ? *Odontopteris osmundaeformis*. 2× zvětšený list, originál byl nafoukán chloridem amonným.
- Obr. 2. Tatáž forma ve skutečné velikosti a bez nafoukání chloridem amonným.
- Obr. 3. Koneček vějíře ? *Sphenopterida*. Zvětšeno 4×. V horní části snímku jsou patrné 2 vejčité otisky misek skořepatců, v levé části obrázku na špičce druhého úkroju je asi sorus.
- Obr. 4. Zlomek listu nějaké *ginkgoaceie*. Skutečná velikost 15 mm.
- Obr. 5. Listy konifer (*Ullmannii* ?). Skutečná velikost celé plotýnky asi 7×4 cm.
- Obr. 6. ? *Sphenozamites*. Skutečná délka 16 mm.
- Obr. 7. ? *Nilssonia*. Skutečná délka 25 mm.

ANTON BIELY

CHOČSKÝ PRÍKROV NA SEVERNÝCH SVAHOCH NÍZKYCH TATIER

(*Nemecké resumé*)

Klasickou oblasťou vývoja chočského príkrovu sú bezosporu severné svahy Nízkyh Tatier, najmä ich východná časť medzi Iľanovskou dolinou a Svitom. Stratigrafická a tektonická charakteristika chočského príkrovu v tejto oblasti sa formulovala len postupne, lebo pomery sa ukazovali zložitejšie ako v iných pohoriach. Najprv K e t t n e r (1927) rozčlenil členy dnešného chočského príkrovu na 4 série: 1. verfen s melafýrmi, 2. nízkotatranský príkrov, 3. stredný a 4. vrchný subtatranský príkrov, z ktorých prvé dve považoval za elementy tatridné. Pozdejšie sa ukázalo (M a t ě j k a 1927; K e t t n e r 1930, 1933; S p e n g l e r 1932), že ide o jeden, a to stredný subtatranský príkrov, ktorý pozdejšie A n d r u s o v (1936) nazval poľudnickým a konečne chočským. Za charakteristické členy pre chočský príkrov tejto oblasti sa považovali: verfen s melafýrmi, reiflingský vápenec, hrubá poloha lunszkých vrstiev a dachsteinský vápenec.

V posledných rokoch mal som možnosť preštudovať chočský príkrov medzi Kráľovou Lehotou a Šuňavou (časť územia mapovala A. B i e l a, 1959). Poznatky, ktoré som získal sú predmetom tejto zprávy.

Celú masu mezozoika chočského príkrovu možno rozčleniť na dva vývinu, ktoré sa podstatne líšia svojím stratigraficko-litogickým obsahom. Spodný južnejší obsahuje členy od spodného triasu po vrchnú juru, vrchný rozložený severnejšie siaha od stredného triasu po rét. Spodný nazývam *ilanovským* (ide vlastne o rozšírený pojem ilanovského vývinu krížňanského príkrovu), vrchný tak ako je zaužívané *chočským*.

Iľanovský vývin

Na jeho báze vystupuje najtypickejší člen chočskej série — verfenské vrstvy s melafýrmi, ktoré tvoria pruh široký až 10 km. Smerom na západ sa tento pruh zužuje a v údolí Štiavnice južne od Liptovského Jána vyклиňuje. Stredný a vrchný

trias reprezentuje monotónny komplex svetlých i tmavých dolomitov. Na báze dolomitov miestami vystupujú tmavé vápence. Sú to však len tenké šošovky, miestami rauvákizované. Vo vrchnej časti dolomitického komplexu sú miestami uprostred dolomitov 5–10 m mocné šošovkovité polohy tmavých bridlíc a pieskovcov — lunszkých vrstiev. Dolomity v najvrchnejších častiach sú miestami s rohovcami.

Jura vystupuje v pruhu 100–500 m širokom. Spodná jura je zastúpená tmavými krinoidovými vápencami, obyčajne rohovcovými s hojnými brachiopódmí. Miestami vystupujú tu spongolity v súvislých laviciach. A. Biela (1959) z nich uvádza: *Terebratula punctata* Sow., *Spiriferina tumida* (v. Buch.), *Rhynchonella retusifrons* Oppel, *Rhynchonella plicatissima* Quenst.

Vyššie vystupujú červené krinoidové vápence s hojným výskytom belemnitov a brachiopódov, z ktorých sú však zachované len jednotlivé misky, takže určitelný materiál je veľmi ťažko získať. J. Pevný určil: *Spiriferina alpina* Opp., *Waldheimia apenninica* Zitt., *Waldheimia numismalis* Lam., *Rhynchonella intersa* Opp. Vápence zastupujú pravdepodobne stredný lias až doger. Vyšší horizont tvoria zelené radiolaritové bridlice a radiolarity, nad ktorými sú zelené doskovité slienité vápence s vložkami červených slienitých jemnozrnných vápencov. Okrem aptychov *Aptychus beyrichi* (Opp.) (určil p Gąsiorowski z Krakova) bola vo vápencoch zistená bohatá soccomová mikrofauna, takže bezpečne patria kimeridžu. Radiolaritové bridlice a radiolarity sú asi spodnomalmské. Svetlosivé celistvé vápence typu *biancone* s rohovcami predstavujú najvrchnejší malm, resp. spodnú kriedu. Mikro ani makrofauna nebola zistená.

Presné stratigrafické členenie jury je veľmi obťažné, lebo dobre zachovanú brachiopódovú faunu sa tu nepodarilo nájsť. Súvrstvie jury, kde vystupujú i vrchné členy, je zošupinatené.

Z povedaného vidno, že spodnejší vývin okrem melafýrovej série nemá ani jeden triasový člen charakteristický pre chočský príkrov. Celý trias je reprezentovaný dolomitom s nepatrnými vložkami lunszkých vrstiev a rudimentárnym vývinom gutensteinského vápenca.

Chočská séria

Je rozložená severnejšie a má vyvinuté tieto členy:

a) Na báze vystupuje hrubý pruh tmavých, obyčajne bieložilkovaných gutensteinských vápencov miestami so slabšími vložkami dolomitov. Všeobecne sa považujú za anis.

b) Vyššie vystupujú dolomity celistvé i cukrovité.

c) Svetlé celistvé vápence reiflingské sú lavicovité, obyčajne rohovcové, niekedy hľuznaté. Medzi jednotlivými lavicami sú miestami vložky žltkavých slienitých bridlíc, niekedy i tmavých. Zaraďujú sa do vrchného ladinu. M. Pulec

(1958) v nich našiel pri Východňanskom mlyne brachiopódy, ktoré majú dost veľké stratigrafické rozpätie (anis—karn).

Južne od stanice Východná našiel som v sutine *Monophyllites aonis* Mojs. (určil M. Rakus, 1960), na základe ktorého možno reiflingské vápence zaradiť bezpečne do zóny s *Trachyceras aon*, ktorá sa považuje za vrchný ladin. B. K u m e l ju počíta k spodnému karnu.

d) Nad nimi miestami vystupujú čierne ílovito-slienité bridlice a čierne slie-
nité doskovité vápence so šošovkami rohovcov. Odpovedajú aonským vrstvám.

e) Nadložie vytvárajú lunzské vrstvy, ktoré sa všeobecne považujú za karn.

f) Potom nasleduje hlavný dolomit norického veku.

g) Vrchný nor zastupujú svetlé dachsteinské vápence v údolí Bieleho Váhu, v ktorých sú preplásky pestrých keuperských bridlíc.

h) Ďalším členom vrstevného sledu je malý, ale veľmi známy výskyt kössen-
ských vrstiev pri Hybách, ktorý tvorí uprostred dachsteinských vápencov vložku. Ako vidieť, tento sled vrstiev súhlasí s tým, ktorý bol stanovený pre chočskú sériu v Nízkych Tatrách. Od Liptovského Mikuláša až po Važec vystupujú všetky členy v klasickom vývine.

Šupina medzi spodným a vrchným vývinom

Medzi jurou ilanovského vývinu a gutenteinským vápencom chočského vývinu vystupuje medzi Bielym a Čiernym Váhom ca 100 m hrubý pruh dolomitov. Okrem nich boli v tejto šupinovitej zóne zistené čierne lumachelové vápence — karditové a vrstvy karnu s *Myophoria* cf. *fissidentata* (Woe h r m a n) a *Trigonus* cf. *rablensis* G r e d l. (určila M. K o c h a n o v á), ďalej čierne zrnité, čiastočne piesčité i colitické a slabokrinooidové vápence rétu s *Chlamys winkleri* S t o p p. a *Pecten* sp. (určila M. K o c h a n o v á) a konečne čierne ílovité bridlice neistého postavenia.

Z uvedeného rozdielneho sledu vrstiev plynie, že na severných svahoch Nízkych Tatier v pôvodne jednotnom chočskom príkrove vystupujú nad sebou dva vývinu, z ktorých chočskému odpovedá len vrchný, voči ilanovskému výrazne tektonicky obmedzený. Výrazný tektonický styk gutensteinských vápencov chočského vývinu s jurskými členmi ilanovského vývinu, resp. so šošovkovým pásmom možno sledovať od Šuňavy až po Svarín. Od Svarína po údolie Štiavničky (južne od Liptovského Jána) sa gutensteinský vápenec stýka s melafýrovou sériou a robí dojem normálneho uloženia. Že je tento styk tektonický, vyplýva z geologických máp. Od údolia Štiavničky ďalej na západ leží gutensteinský vápenec chočskej série nad dolomitom, alebo kriedou krížňanskej série tzv. ilanovského vývinu (K e t t n e r 1931). Z Kettnerovej mapy sa zdá, že i tu existuje šošovkové pásmo, ovšem zastúpené len dolomitom. A n d r u s o v (1936) na základe charakteru jury ilanovského vývinu predpokladá, že by mohlo ísť o prechodný element medzi kríž-

ňanským a chočským príkrovom, ovšem jeho jednotnosť s krížňanským príkrovom na severnej strane Nízkyh Tatier potvrdzuje. M a h e l (1959) začlenil ilanovský vývin k sériám západokarpatskej skupiny.

V tektonickom podloží typicky chočskej jednotky sú teda dve série: krížňanská v ilanovskom vývine na západe, a pôvodne chočská a dolomitový vývin na východe; ich tektonický vzťah bezprostredne nepoznáme, lebo nevystupujú vedľa seba v odkrytom pruhu. Ich styk je v podloží chočskej jednotky. Vzťahy medzi ilanovským vývinom krížňanskej série v Iľanovskej doline a spodným dolomitovým vývinom chočskej série vyčleneným v údolí Čierneho Váhu, sú veľmi úzke z hľadiska litologicko-stratigrafického i tektonického. Spodnojurské sedimenty u oboch sú charakterizované plytkovodnými krinoidovými vápencami a spongolitmi, až na hľuznaté vápence toarcu. Vrchná jura je tiež podobná. Trias stredný a vrchný je v podstate podobného vývinu. Odchýlnosti sú iba v najvyššej časti triasu v keupere a réte, no tieto sú veľmi nepatrne vyvinuté. O ich úzkom vzťahu svedčí ďalej spoločné vystupovanie pod vyššou tektonickou jednotkou chočskou. Z celkového stratigraficko-tektonického rozboru vyplýva, že ilanovský vývin krížňanskej, resp. západokarpatskej série je totožný s vyššie opísaným spodným vývinom ilanovským v údolí Čierneho Váhu, do ktorého patria všetky členy od spodnotriasovej melafýrovej série, resp. karbónu až po vrchnú juru. Znamená to, že spodný vývin ilanovský z Čierneho Váhu laterálne prechádza v podloží chočskej série do krížňanskej série ilanovského vývinu a oba predstavujú jeden pruh, tzv. ilanovský.

Na severných svahoch Nízkyh Tatier teda vystupuje rozsiahly vývin výrazne odlišný od chočského, ktorému tvorí tektonické podložie. Nie je účelom tohto príspevku pričleniť tento vývin k niektorej sérii či príkrovu. Chcel som tu len poukázať na vzťah melafýrovej série k typickej chočskej sérii na severných svahoch Nízkyh Tatier tak, ako sa nám javí dnes. Pomer ilanovského vývinu k nadložnej chočskej sérii je jasný — tektonický. Otázny zostáva jeho pomer voči krížňanskej sérii, rozloženej v západnej časti Nízkyh Tatier, a k Ľumbierskemu kryštaliniku. Je to otázka akútna a za daného stavu rozpracovanosti nemožno na ňu dať objektívnu odpoveď. Najprv bude potrebné preštudovať tektonický uzol, kde sa stýka Ľumbierske pásmo s kryštalinikom krakovskej zóny, a ich obaly.

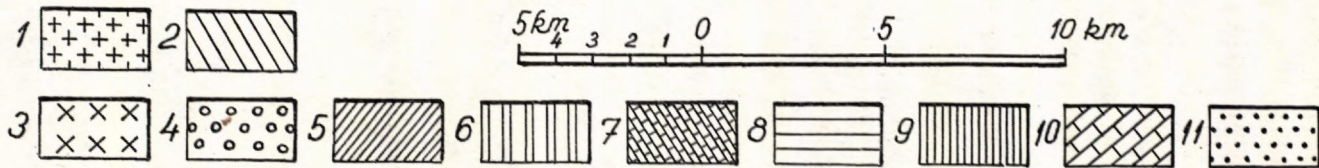
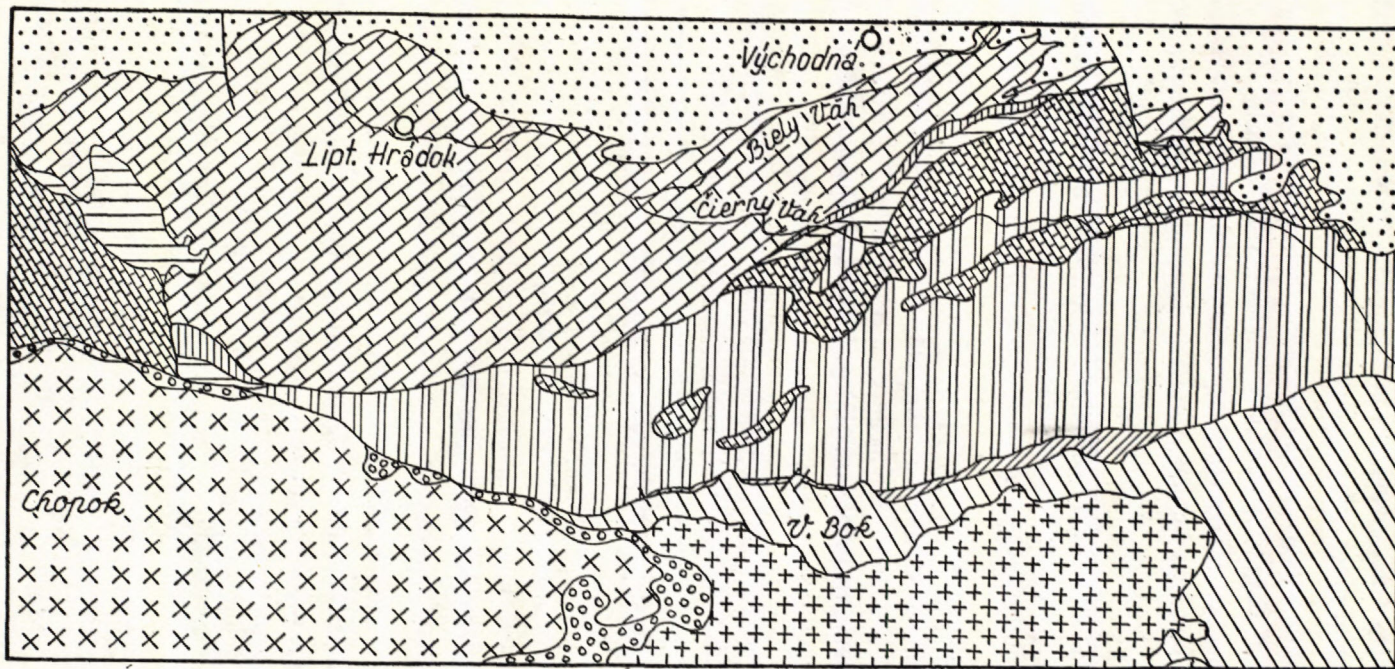
Otázka funkcie šupiny medzi gutensteinskými vápencami chočskej jednotky a jurou spodnejšej jednotky iľanovskej nemožno vysvetliť uspokojivo. Z tektonického hľadiska predstavuje niečo obdobného ako šošovkové pásmo Žlebiny v Belanských Tatrách. Možno ide o redukované spojovacie krídlo medzi oboma vývinmi. Karditovými vrstvami a čiernymi bridlicami s vložkami oolitických vápencov sa však od oboch vývinov líši.

*

Na tomto mieste chcem ešte upozorniť na niektoré problémy, ktorých riešenie objasní vzťah melafýrovej série k Ľumbierskemu jadrú. Ako je známe, na styku

Tektonická skica východnej časti Nízkyh Tatier

Zostavil A. Biely (1960) s použitím máp R. Kettnera (1931), V. Póbiša (1956) a A. Bielej (1959).



Vysvetlivky: 1 — kraklovské kryštalinikum; 2 — séria Veľkého Boka; 3 — Ľumbierske kryštalinikum; 4 — kremence — obal Ľumbierskeho kryštalinika; 5 — karbón; 6 — melafýrová séria; 7 — stredný a vrchný trias; 8 — jura a krieda (5–8 *ilanovský vývin*); 9 — šošovkové pásmo; 10 — stredný a vrchný trias (*chočský vývin*); 11 — paleogén.

ďumbierskeho kryštalinika s kraklovským končí i pruh mezozoických hornín série Velkého Boku, ktorý sa tiahne po severnej strane kraklovského kryštalinika. Smerom juhozápadným pokračuje k Mýtu pod Ďumbierom. V jeho nadloží vystupuje melafýrová séria, resp. karbón ako najspodnejší člen ilanovskej jednotky. Západným smerom leží melafýrová séria priamo na kryštalickom jadre Ďumbiera, až po údolie Štiavnice, južne od Liptovského Jána. Západne od údolia Štiavnice ležia na kryštaliniku kremence, považované za obal ďumbierskeho jadra, a nad nimi ilanovský vývin. Styk melafýrovej série s neokomom série Velkého Boku je výrazne tektonický. Za tektonický sa považuje i styk tejto série s jadrovou zónou Ďumbiera.

Severne od Velkého Boku našiel *Andrusov* (1936) šošovku mylonitov kryštalických bridlíc, ktorá leží na rozhraní karbónu ilanovského vývinu a neokomu série Velkého Boku. Je to výskyt z hľadiska tektoniky veľmi závažný. Príslušnosť šošovky kryštalinika k ďumbierskemu jadrú, resp. veporskému kryštaliniku, ktoré sa považuje za podložie subtatranských príkrovov, môže dať odpoveď, či ilanovský vývin je subtatranský alebo tatrídny. Z hľadiska mechanického ťažko pochopíme presun kryštalinika ako člena príkrovu z oblasti veporíd. Všeobecne sa v Karpatoch prijíma názor, že kryštalinikum spolu s kremencami sa zúčastňuje len na spodnej stavbe; súc ovplyvnené tektonikou typu „Walzone“, je pohlcované a voľnej tektonike podliehajú iba mezozoické masy od verfenských vrstiev vyššie.

Keby toto kryštalinikum bolo ďumbierske, vystupujúce z hĺbky, pomohlo by nám vysvetliť jeden jav, ktorý doteraz nebol vyriešený. Mám na mysli regionálnu dynamometamorfózu série Velkého Boku. V tom prípade by sa séria Velkého Boku nachádzala v obdobnom postavení ako v oblasti Mýta pod Ďumbierom, v okolí Heľpy, resp. kremencové synklinály uprostred veporského kryštalinika. Bola by to tektonická pozícia „Walzone“, podmienky ktorej sú pre prejavy dynamometamorfózy veľmi vhodné. Potom by melafýrová séria na severných svahoch Nízkyh Tatier, a teda celý ilanovský vývin mohol byť tatrídny, sedimentárny obal ďumbierskeho jadra. Jeden z vážnych dôvodov reálnosti tejto alternatívy je, že v oblasti veporského kryštalinika sotva nájdeme sedimentačnú oblasť melafýrovej série. Posledné štúdiá ukázali, že ekvivalent melafýrovej série ilanovskej jednotky na južných svahoch východnej časti Nízkyh Tatier tzv. „vernársky pruh“, ktorý leží v oblasti veporského kryštalinika, je gemerídny. Obalovú sériu zóny Kráľovej hole v žiadnom prípade nemožno považovať za koreň ilanovskej jednotky. Zatiaľ nemáme dôvody k tomu, aby sme za sedimentačné pásma melafýrovej série považovali zónu Kohúta.

*Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpat. Carpatica, Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [4] Biely A., 1955: Zpráva o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch K. Hole. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Biely A., 1956: Zpráva o výskumoch na úkole XIV/35 — severné svahy Nizkych Tatier. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Biely A., 1958: Výskyt jury v chočskom príkrove južne od Východnej. Geol. práce, Zprávy 13. — [7] Biela A., 1959: Geologické pomery medzi Bielym a Čiernym Váhom. Diplomová práca. — [8] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v N. Tatrách. Rozpr. II. tř. České akademie XXXVI. Praha. — [9] Kettner R., 1931: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Qiude des exursions. SGU XIII. A. Praha. — [10] Kettner R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízke Tatry (Niedere Tatra). Gedenksch. S. von Bubnoff. Geologie. Jahr 7, Heft 3—6, Berlin. — [11] Kettner R., 1937: Geologická stavba severního svahu Králový Hole — okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry) Rozpravy II. tř. Čs. akad. XLVII, Praha. — [12] MaheI M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geologické práce, Zoš. 51. Bratislava. — [13] Matějka — Andrusov D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidental de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. SGU XIII. A. Praha. — [14] Roth Z., 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy Čs. A. V. Praha.

ANTON BIELY

DIE CHOČ-DECKE AN DEN NORDHÄNGEN DER NIEDEREN TATRA

Am Nordhang des Gebirges Niedere Tatra (Nízke Tatry) tritt die mächtig entwickelte Serie der Choč-Decke. Beim Studium des Gebietes zwischen der Weissen und Schwarzen Waag gliedert der Verfasser die Choč-Serie in zwei Teile, die sich voneinander durch die Entwicklung der Trias unterscheiden.

Der untere Teil wird durch einen grossen Komplex des Werfens mit Melaphyren und mit dolomitischer Entwicklung der Mittel und Obertrias charakterisiert. Die Gutensteiner Kalke sind nur in Form von Linsen an der Basis der Dolomite entwickelt. Inmitten der Dolomite sind linsenartig die Lunzer Schichten entwickelt. Im Hangenden der Trias tritt ein Streichen des Jura auf (Biely 1958), welchem die Trias der höheren Serie aufliegt. Der Verfasser vergleicht diese Entwicklung der Trias und des Jura mit der Križná-Serie in Ilanover Entwicklung und hält beide für eine einzige Einheit, die er als *Ilanover Einheit* bezeichnet.

Im Hangenden der Ilanover Einheit zwischen Lipt. Mikuláš und Svit tritt eine höhere Einheit auf mit charakteristischer Choč-Entwicklung: die Gutensteiner Kalke, Dolomit, Reifflinger Kalke, die Aon-Schichten, Lunzer Schichten, Dachsteinkalke und Rhät.

Wie es dieser Übersicht zu entnehmen ist, das typischste Glied der Choč-Serie — Werfen mit Melaphyren ist mit der Ilanover Einheit eng verbunden, die das tektonische Liegende der Choč-Serie bildet. An den Nordhängen der Niederen Tatra ist somit die ursprüngliche Choč-Decke in zwei Einheiten gegliedert, die sich sowohl stratigraphisch als auch lithologisch voneinander unterscheiden. Die Beziehung der Ilanover Einheit zur Križná-Serie (im westlichen Teil der Niederen Tatra) und zum Kristallin von Ďumbier wird demnächst studiert.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

Die tektonische Skizze des östlichen Teiles der Niederen Tatra

(Siehe S. 131)

Zusammengestellt von A. Biely (1960) unter Benützung der Karten von R. Kettner (1931), V. Pöbiš (1956) und A. Biela (1959).

Erläuterungen: 1 — Kraklover Kristallin; die Velký Bok-Serie; 3 — Kristallin von Dumbier; 5 — Karbon; 6 — Melaphyrserie; 7 — Mittel und Obertrias; 8 — Jura und Kreide (5—8 die sog. Ilanovo-Entwicklung); 9 — die Zone mit linsenartiger Entwicklung; 10 — Mittel und Obertrias (die sog. Choč-Entwicklung); 11 — Paläogen.

MILOŠ RAKUS

NÁLEZ DRUHU
Monophyllites aonis Mojsisovics, 1879
PRI VÝCHODNEJ

(Nemecké resumé, tab. XXIV)

Úvod

Exemplár, ktorý opisujem, pochádza zo zberov A. Bieleho z roku 1959. Lokalita, z ktorej pochádza nález, je tesne pri kóte 789 (približne 750 m V—JV od železničnej stanice Východná). Exemplár sa našiel v sutine pod masou reiflingských vápencov vystupujúcich medzi kótami 789 a 935. Petrografická zhoda vápenca, v ktorom sa našiel amonit, je úplná s reiflingskými vápencami, ktoré vystupujú bezprostredne nad miestom nálezu, takže nepredpokladáme transport na väčšiu diaľku.

Systematická časť

Čelad *Ussurtidae* Hyatt, 1900

Rod *Monophyllites* Mojsisovics, 1879

Genotyp: *Ammonites sphaerophyllus* Hauer, 1850, podľa W. J. Arkella (1957, str. 186)

Monophyllites aonis Mojsisovics, 1879

Tab. XXIV, obr. 1.

1882 *Monophyllites Aonis* Mojsisovics, Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz, str. 208, Tab. LXXVIII, Fig. 3—5.

Popis: K štúdiu mal som jedno čiastočne poškodené kamenné jadro. Schránka je strednej veľkosti (náš exemplár nepresahuje veľkosť 50 mm), terčovitá, evolutná. Závitý narastajú postupne a pravidelne, pričom výška závitov rastie rýchlejšie než ich šírka, takže posledný zachovaný závit je ešte raz taký vysoký ako predchádzajúci. Ventrálna časť závitú je zaoblená, bez kýlu. Boky závitú sú ploché a smerom k apexu sa stávajú zaoblenejšie. Umbilikálna hrana je zaoblená a sme-

rom k apexu sa ešte viac zaobljuje. Šírka závitú je najväčšia blízko umbilikálnej hrany. Umbilikálna stena je krátka a veľmi strmá. Celkový prierez závitú je eliptický. Umbilikus je pomerne široký, nie hlboký. Pri pohľade spredu má schránka stlačene eliptický obrys. Povrch závitov je pokrytý jemnými pravidelne usporiadanými rebrami, ktoré bez prerušenia prechádzajú na druhú stranu závitú. Vzďalenosti medzi jednotlivými rebrami sú ešte raz tak veľké ako šírka rebier. Rebrá sú prehnuté do tvaru veľkého S, trocha pretiahnutého vo smere výšky závitú, pričom ohnutie je väčšie vo ventrálnej polovičke závitú. Na vyššie opísanom exemplári pozoroval som, že smerom k ontogeneticky starším závitom sú rebrá jemnejšie až nakoniec úplne miznú. Toto vytratenie môže byť spôsobené aj fosilizáciou. Sutura na našom exemplári nie je zachovaná.

Rozmery:	náš exemplár	Mojsisovics I.
priemer:	47 mm	47 mm
výška posledné závitú:	18 mm	18 mm
šírka posledného závitú:	—	14 mm
šírka umbilika:	17,4 mm	18 mm

Poznámky a vzťahy: Exemplár z kóty 789 pri Východnej sa zhoduje s opisom a vyobrazením druhu *Monophyllites aonis* Mojsisovics 1879 (E. von Mojsisovics 1882, str. 208, tab. LXXVIII, fig. 3–5). Najviac sa približuje k exempláru 4. Aj rozmery jedinca uvádzaného Mojsisovicsom (1882 str. 208 pod označením I) a nášho jedinca sú tie isté.

Mojsisovics (1882 str. 204) v opise rodu *Monophyllites* sa zmieňuje o dvoch samostatne stojacích, skulptúrne trochu odlišných radoch foriem, ktoré však podľa neho súvisia v proporciach schránky a charaktere lalokov.

Do prvého radu môžeme zaradiť druhy: *Monophyllites suessi* Mojsisovics, 1882 a *Monophyllites agenor* (Graf — Münster, 1834).

Druhý rad charakterizoval Mojsisovics (1882, str. 206) druhom *Monophyllites sphaerophyllus* (Hauer, 1850), a patria sem druhy: *Monophyllites sphaerophyllus* (Hauer, 1850); *Monophyllites wengensis* (Klipstein, 1845); *Monophyllites aonis* Mojsisovics, 1879; *Monophyllites simonyi* (Hauer, 1850).

Medzi oboma radmi je rozdiel hlavne v ich stratigrafickom rozšírení. Rad *Monophyllites sphaerophyllus* je dosť homogénny a siaha od anisu až do karnu, zatiaľ čo príslušníci prvého radu sa vyskytujú nerovnomerne, vo vrchnom anise *M. suessi* a v karne *M. agenor*. Náznak spojenia medzi oboma radmi mohol by predstavovať *M. wengensis*, ktorého vonkajšia skulptúra sa blíži forme *Monophyllites agenor*.

Rad *Monophyllites sphaerophyllus* objavuje sa vo vrchnom anise (zóna s *Paraceratites binodosus* a *P. trinodosus*), pokračuje do ladinu, kde sa vyskytuje *Monophyllites wengensis* v zónach s *Protrachyceras reitzi* a *P. archelaus*. V spodnom karne v zóne s *Trachyceras aon* je *Monophyllites aonis*. Vo vyššom spodnom

karne sa vyskytuje najmladší člen tohto radu *Monophyllites simonyi*, zóna s *Trachyceras aonides*.

Z uvedeného vyplýva určitá postupnosť a stratigrafická zonárnosť v rozšírení jednotlivých druhov tohto radu, ktoré sa vyskytujú maximálne v dvoch zónach nad sebou, a sú teda dobrými vedúcimi druhmi.

Monophyllites aonis sa charakterom orebrenia približuje druhom *Monophyllites sphaerophyllus* a *Monophyllites simonyi*. Od prvého sa odlišuje prierezom závitú a švom. Prierez závitú u *M. aonis* je eliptickejší než u *M. sphaerophyllus*, u ktorého je ventrálna časť závitú plochšia a širšia. Boky závitú sú u tohto druhu plochšie a podstatne vyššie než u *M. aonis*. Švy týchto druhov sa líšia v tom, že ventrálna sedlo u *Monophyllites aonis* nie je rozdelené malým lalokom, ako to môžeme vidieť u *Monophyllites sphaerophyllus*. V ostatných prvkoch šva sa oba druhy zhodujú. Od *Monophyllites simonyi* sa náš druh líši menšou výškou posledného závitú a menším prehnutím rebier, ktoré sa u *M. simonyi* približuje falkátnemu.

Mojsisovics (1882, str. 208) označuje druh *Monophyllites aonis* ako prechod medzi *Monophyllites wengensis* a *Monophyllites simonyi*. *Monophyllites wengensis* sa však dosť odlišuje od *Monophyllites aonis*, hlavne pokiaľ ide o charakter orebrenia. Naproti tomu oba druhy majú temer zhodné formovanie šva.

Nález druhu *Monophyllites aonis* je zo stratigrafického stanoviska dôležitý, lebo je jedinou skamenelinou, ktorá presnejšie určuje stratigrafické postavenie reiflingských vápencov chočskej série, jeho hornú hranicu. *Monophyllites aonis* sa vyskytuje v mediteránnej triasovej provincii v zóne s *Trachyceras aon*, ktorá podľa A. Arthabera (1905), D. Andrusova (1959) je vrchnoladinská. Naproti tomu B. Kummel (1957, str. 124) kladie túto zónu do spodného karnu. V práci som sa pridržiaval delenia B. Kummela a reiflingské vápence na severných svahoch Nízkyh Tatier považujem za spodnokarnské.

Rozšírenie: spodný karn, zóna s *Trachyceras aon* mediteránnej triasovej provincie.

Výskyt: Wissen pri St. Cassian, Požorita (Bukovina), Východná (Nízke Tatry, ČSR).

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II, Bratislava. — [2] Arkell W. J. — B. Kummel — C. W. Wright, 1957: Treatise on invertebrate Paleontology. Systematic descriptions. — [3] Arthaber G., 1905: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. *Letha geognostica* II, 1. Trias. Stuttgart. — [4] Basse E., 1952: *Traité de paleontologie* II, Classe des Cephalodes, sous classe des Ammonoidea, str. 461—688. — [5] Kettner R. — Koutek J., 1927: O postavení Štúrových lunzských pískovců a reingrabenských břidlic a tzv.

šipkovských slínů v N. Tatrách. Rozpr. II. tr. Čes. akad. XXXVI, č. 5. — [6] Mojsisovics E., 1882: Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz; Abhandlungen d. k. k. Geologischen Reichsanstalt. Band. X, 1882.

MILOŠ RAKUS

Monophyllites aonis Mojsisovics 1879

AUS DER LOKALITÄT VÝCHODNÁ

Während der Kartierungsarbeiten wurde in der Lokalität Východná eine Ammonitenart *Monophyllites aonis* Mojsisovics 1879 gefunden; das Vorkommen dieser Art ermöglicht uns die Stratigraphie der Reiflinger Kalke in der Choč-Einheit an den Nordhängen des Gebirges Niedere Tatra genauer zu bestimmen. Auf Grund dieser Funde stelle ich die Reiflinger Kalke im Einklang mit der Unterteilung von B. K u m m e l (1957) zum Unterkarn.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

BARTOLOMEJ LEŠKO—ONDREJ SAMUEL

GEOLOGIA BRADLOVÉHO PÁSMA PRI PODHORODI

(Francúzske resumé)

Úvod

Vihorlatský andezitový masív sa v SV časti prudko stáča na juh, takže západne oproti Popričnému odkrýva nielen časť magurského flyša, ale aj bradlové pásmo s jeho kriedovým a paleogénnym obalom. Bradlové pásmo východne od Vihorlatu, na okolí Podhoroda a Beňatiny je oproti ondavskému úseku v osovej elevácii, preto v ňom vystupujú na povrch i jurské členy.

Prvú zmienku o geológii tejto oblasti bradlového pásma a širšieho okolia nachádzame u G. Stacheho (1871), ktorého geologické členenie jurských sedimentov je dodnes cenným prínosom. Autor tam rozlíšil škvŕnité vápence a sliene liasu, krinoidové vápence doggeru, krinoidové a amonitové červené vápence malmu, pričom tu pripúšťa aj vývoj titónu v podobe aptychových vápencov.

Podhorodských bradiel sa zbežne dotýka vo svojich prácach D. Andrusov (1938, 1945), a Wein (1943) zhrňuje stav vtedajších poznatkov o bradlách pri Podhorodi a Perečine. Neskoršie Hano — Senes (1953) porovnávajú hnedo-červené celistvé vápence pri Podhorodi s čorštýnskymi vápencami Pienin a domnievajú sa, že tieto zastupujú spodný malm; vývoj jury pri Podhorodi a Beňatine považujú za pravdepodobne subpieninský. Túto domnienku Senesa a Hana (1953) najnovšie potvrdil Began (1960), ktorý sériu jurských útvarov pri Podhorodi a Beňatine zaraďuje k čorštýnskemu vývoju bradiel.

Čorštýnska séria

Jura (Began 1960) začína sivými, sivožltými, krinoidovými stredno až hrubozrnnými vápencami, ktoré sú vyvinuté v hrubých laviciach a obsahujú okrem článkov krinoidov aj úlomky dolomitov, zrná kremeňa a živcov. Stratigraficky zastupujú vápence bajos a ich hrúbka nepresahuje tu 50 m.

Nad krinoidovými vápencami bajosu vystupujú červené tenkolavicovité až bridličnaté, stredne až jemnozrné krinoidové vápence s piesčitými partiami. Obsahujú rynchonely, terebratuly a pektény. Stratigraficky patria vápence batu a sú 0,5–1 m hrubé.

Vyššie sú vyvinuté hluznaté vápence čorštýnskeho typu. Sú to červené vápence s výraznou, niekde málo výraznou hluznatosťou. Zriedkavo sa v nich našli odťažky amonitov. Pod mikroskopom sú vápence kalvoorganogénnej štruktúry s filamentami a pridruženými globochetami, ojedinele s článkami echinodermov, ostrakódov, lamelibranchiátov a pod. Stratigraficky reprezentujú kalow-kimeridge. Ich mocnosť na našom území je 4–6 m.

V nadloží celej série sú vyvinuté celistvé, načervenkavé alebo naružovkasté kalpionelové vápence. Našli sa v nich početné foraminifery ako *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Ammodiscus* a iné. Z kalpionel sú vo vápencoch zastúpené *Calpionella alpina* L o r., *Calpionella elliptica* C a d. a *Tintinnopsela carpatica* M u r g. — F i l i p. Kalpionelové vápence stratigraficky patria titónu a na našom území nepresahujú hrúbku niekoľkých metrov.

S t r e d n á k r i e d a. V čorštýnskej sérii na našom území paleontologicky bola dokázaná stredná krieda vrstvami albu-cenomanu a turónu. Vyvinutá je v pesteri slienito-vápencovej fácií, v hrúbke asi 100 m. V rozsahu nášho výskumu kartograficky neboli vrstvy strednej kriedy zvlášť rozčlenené. Spodné polohy vrstiev tvoria škvornité, višňovočervené, tehlovočervené a fialovomodré sliene s vložkami svetlomodrých slienitých bridličnatých vápencov. Vyššie prevládajú tehlovočervené a sivozelené sliene, ojedinele s vložkou (5–10 cm) silne vápnitého pieskovca.

Alb bol bezpečne preukázaný foraminiferovým spoločenstvom s druhmi: *Glomospira charoides* (J o n e s & P a r k e r), *Lenticulina* (*Lenticulina*) sp., *Anomalina* ex gr. *ammonoides* (R e u s s), *Globigerina infracretacea* G l a e s s n e r, *Ticinella gaultina* M o r o z o v a a *Rotalipora ticinensis* (G a n d o l f i).

Spodný cenoman charakterizuje nasledujúca asociácia foraminifer: *Glavulina gaultina* M o r o z o v a, *Gyroidina nitida* R e u s s, *Anomalina* ex gr. *ammonoides* (R e u s s), *Globigerina infracretacea* G l a e s s n e r, *Rotalipora brotzeni* (S i g a l), *Rotalipora appenninica* (R e n z), *Rotalipora reicheli* M o r n o d. Vrchnocenomanská fauna odlišuje sa od spodnocenomanskej tým, že rotalipory kvantitatívne ustupujú a pribúdajú praeglobotrunkány, reprezentované druhmi *Praeglobotruncana delrioensis* (P l u m m e r) a *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (R e i c h e l). Z pravých dvojkýlových globotrunkán sa začína objavovať *Globotruncana imbricata* M o r n o d. V najvyššom cenomane k týmto druhom pristupuje ešte *Globotruncana helvetica* B o l l i.

Spodný turón bol paleontologicky preukázaný foraminiferovou asociáciou, líšia sa čiastočne od cenomanskej; zistili sme, že v najvyšších polohách strednokriedových vrstiev takmer úplne mizne *Rotalipora appenninica* (R e n z.). Domi-

nujúce postavenie v spoločenstve *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel), *Globotruncana helvetica* Bolli, má *Globotruncana imbricata* Mornod už ako ustálená forma. Z nových druhov, ktoré sme v cenomanských asociáciách vôbec nepozorovali, prvý raz sa pomerne vzácne začína vyskytovať *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny).

Obdobnú spodnoturónsku asociáciu zo západnej časti bradlového pásma na našom území opisujú Scheibner — Scheibnerová (1958) a Kantorová — Began (1958).

Vrchná krieda. Bezprostredne nad vrstvami paleontologicky preukázaného spodného turónu v nezmenenej fácií a v rovnakom tektonickom štýle vystupujú pestré sliene púchovského vývoja s mikroasociáciou, ktorá charakterizuje už vrchnú kriedu. Nezistili sme tu na prechode zo strednej do vrchnej kriedy spoločenstvo, ktoré Książkiewicz (1958) označuje ako vrchnoturónske; ani jednotná fácia a nijaké náznaky splytčovania sedimentačného priestoru nesvedčia o existencii stratigrafického hiátu vo vrchnom turóne alebo snád v emschere.

Vrstvy vrchnej kriedy čorštýnskej série tvoria pestré sliene púchovského vývoja s ojedinelými vložkami piesičtých vápencov, alebo silne vápnitých jemnozrnných pieskocov s hieroglyfmi. Pieskovcová zložka sa sústreďuje najmä v najvyšších partiách vrchnej kriedy, kde často prechádza do flyšového vývoja. Súvrstvie vrchnej kriedy na našom území má hrúbku 100—150 m.

Paleontologicky bol v ňom naspodu preukázaný spodný senón (bez detailnejšieho horizontovania) spoločenstvom: *Globotruncana linneiana coronata* (Bolli), *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana tricarinata* (Quereau) a *Gümbelina* ex gr. *globulosa* (Ehrenberg), *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta* Brotzen) (non Keller).

Nad týmto horizontom je pásmo s druhmi *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *Globotruncana fornicata* Plummer. Toto spoločenstvo foraminifer je charakteristické pre kampan.

Vrchný senón — maestricht je vyvinutý v najvyšších polohách vrstiev a reprezentuje ho spoločenstvo s: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana stuarti* (Lapparent). Vedľa globotrunkán významnejším druhom je tu *Pseudotextularia varians* Rzehak.

Pieninská séria s. l.

O prítomnosti pieninskej série s. l. na okolí Podhoroda a Beňatiny svedčí iba flyšový vývoj vrchnej kriedy, ktorý nikde v bradlovom pásme nezasahuje do čor-

štýnskej série jury. Na našom území flyšové vrstvy vrchnej kriedy tvoria úzky pruh južne od čorštýnskej série.

Vrchnokriedové flyšové vrstvy (Horwitz 1938: jarmutský pieskovec; Birkenmajer 1956: jarmutské vrstvy) sa faciálne vyznačujú vývojom silne vápnitých jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov, piesčitých vápencov doštičkovitého rozpadu a sivožltej farby pri zvetrávaní. Medzi pieskovcami v pomere asi 1:1 až 3:1 (p:br) vystupujú sivomodré, sivozelené a sivé vápnité ílovce a slieňe s rôzne piesčitou prímесou a vločky (3–10 cm) sivohnedých až červených vápnitých ílovcov alebo slieňov púchovského typu.

Jarmutské vrstvy charakterizuje na rozdiel od púchovskej litofácie všeobecne chudobnejšia asociácia foraminifer. V spodných polohách vrstiev z globotrunkán absolútnu prevahu má *Globotruncana arca* (Cushman), početne doprevádzaná druhom *Gümbelina* ex gr. *globulosa* (Ehrenberg). Z ostatných druhov sa našli *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Reussella szajnochae* (Grzybowski) a *Stensiöina exsculpta* (Reuss). Toto spoločenstvo reprezentuje kampan v spodných polohách jarmutských vrstiev.

Maestricht v jarmutských vrstvách je charakterizovaný aglutinovanou zložkou, reprezentovanou hlavne druhom *Dendrophrya* ex gr. *robusta* Grzybowski, ktorá v najvrchnejších polohách vrstiev tvorí monoasociáciu. Okrem nej sú zastúpené ešte: *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) — veľká forma, *Trochamminoides irregularis* White a iné. Planktón zastupuje *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman) a *Globotruncana stuarti* (Lapparent).

Dán na našom území, ani vo vývoji púchovskom, ani vo vývoji flyšovom nebol paleontologicky preukázaný.

Paleogén

Vývoj paleogénnych útvarov bradlového pásma na našom území je zahrnutý do série beňatinského flyša (Leško 1960) a rozlišujeme v ňom vývoj severný — inovský, a južný — centrálnokarpatský. Obidva vývoje v dôsledku polaramskej sedimentačnej genézy sa geograficky nekryjú s jednotlivými vývoji mezozoických sérií bradlového pásma.

Vývoj južný, centrálnokarpatský

Pročské vrstvy (Leško 1960). Centrálnokarpatský vývoj beňatinského flyša pri Beňatine a Podhorodi začína najvyššími polohami pročských vrstiev, ktoré diskordantne a transgresívne ležia na jarmutských vrstvách vrchnej kriedy. Vyznačujú sa tu vývojom hrubozrnných, silne vápnitých brekcií, jemne a stredne zrnitých pieskovcov a sivých, sivomodrých vápnitých ílovcov a slieňov. Bola v nich

zistená i poloha 30—40 cm svetlých tufitov. Medzi klastickým materiálom brekcií a pieskovec prevláda mezozoikum bradlového pásma. Bieda (1960) uvádza z okolia Radvanoviec z týchto polôh pročských vrstiev spodnoeocénne spoločenstvo veľkých foraminifer s druhmi: *Nummulites planulatus* Lam., *Nummulites exilis* Douv., *Operculina couizaensis* Donc. a iné. Mocnosť vrstiev v tom vývoji je asi 50—80 m.

Súľovské zlepenice tvoria na našom území asi 30 m hrubé vrstvy a ležia nad pročskými vrstvami pravdepodobne diskordantne. Fauna numulitov nebola z nich zatiaľ spracovaná. Domnievame sa, že vrstvy sú biofaciálnym i litofaciálnym ekvivalentom súľovských zlepenec Centrálnych západných Karpát a reprezentujú vyšší stredný eocén.

Nad súľovskými zlepenicami sú vyvinuté ílovcovopieskovcové vrstvy (podhaľanského typu), ktoré sú na našom území zakryté výlevmi vulkanitov Vihorlatu a Popričného. Len nepatrné odkryvy na juhu v Beňatinskom potoku dokumentujú tam ich vývoj. Na západe, kde stratigraficky zastupujú najvyšší stredný a vrchný eocén, sú nad ílovcovopieskovcovými vrstvami vyvinuté oligocénne šarišské vrstvy (Leško 1960).

Inovský severný vývoj

Pročské vrstvy. Inovský vývoj sa na báze vyznačuje mohutným zastúpením pročských vrstiev v hrúbke 200—300 m, ktoré sú sedimentačným pokračovaním jarmutských vrstiev v paleogéne so stratigrafickým rozsahom vyšší paleocén — spodný eocén. Charakterizuje ich aglutinované mikrospoločenstvo s *Hyperammina grzybowskii* Dylažanka, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina excelsa* (Dylažanka), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides subcoronata* (Grzybowski), *Haplophragmoides* cf. *mjatliukae* Maslakova, *Recurvoides* cf. *walteri* (Grzybowski), *Recurvoides nucleolus* (Grzybowski).

Vrchné polohy pročských vrstiev inovského vývoja charakterizuje mikrofauna numulitov s *Nummulites planulatus*, *Nummulites exilis*, *Nummulites pustulosus*, *Operculina douvillei* a iné (Bieda 1960). Bentós je zastúpený iba podradne formami z čelade *Astrorhizidae*, *Hyperamminidae* a *Discorbidae*. Zložkou udávajúcou celkový charakter spoločenstva je planktón s dominujúcim druhom *Globigerina* v. *varianta* Subbotina a *Globigerina triloculinoides* Plummer; ďalej boli zistené: *Globigerina pseudobulloidis* Plummer, *Globigerina* sp., a *Globorotalia* (*Turborotalia*) *crassata* (Cushman).

Pestré ílovce tvoria asi 50—100 m hrubé polohy nad pročskými vrstvami bez, alebo len s rudimentárnym zastúpením piesčitej zložky.

V bazálnej časti sme zistili rekurvoidné monospoločenstvo s druhmi: *Recurvoides* aff. *turbinatus* (Brady), *Recurvoides* cf. *walteri* (Grzybowski).

Vzácné sa našli *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Rhabdammina discreta* Brady, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Rheophax* sp., *Ammodiscus polygyrus* (Reuss), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Glomospira gordialis* (Jones & Parker), *Glomospira serpens* (Grzybowski), *Trochamminoides* ex gr. *subcoronata* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski).

Podobné spoločenstvo vymedzuje E. Hanzlíková (1955) ako samostatné biostratigrafické pásmo spodnej časti stredného eocénu.

Smerom do nadložia rekurvoidná zložka silne ubúda a začína pribúdať cyklamino-haplofragmoidová zložka. V tomto spoločenstve sa našli druhy: *Rhabdammina annulata* Grzybowski, *Rhabdammina discreta* Brady, *Hyperammina grzybowski* Dylažanka, *Rheophax elongata* Grzybowski, *Rheophax pilulifera* Brady, *Ammodiscus polygyrus* (Reuss), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Trochamminoides* ex gr. *subcoronata* (Grzybowski), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Recurvoides* aff. *turbinatus* (Brady), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Cyclammina amplexans* Grzybowski. Toto spoločenstvo stratigraficky zastupuje stredný eocén. Inovský vývoj beňatinského flyša v nadloží pestrých ílovcov charakterizujú členy faciálne a stratigraficky úplne zhodné s členmi vonkajšieho, krosnenského flyša sliezskeho vývoja. Sú to:

Globigerinové sliene tvoria v nadloží pestrých ílovcov sotva niekoľko 10 cm hrubú polohu. Globigerinové (pestré) sliene obsahujú globorotálievo-globigerinoidové spoločenstvo vrchného eocénu, pričom aglutinované formy, prechádzajúce z podložných ílovcov, sú redukované na minimum. V globigerinových slieniach sú zastúpené druhy: *Cystamina pauciloculata* (Brady), *Eponides subumbonatus* Mjatluk, *Cibicides* cf. *lopjanicus* Mjatluk, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerinoides mexicanus* (Cushman), *Globorotalia* (*Turborotalia*) *crassaformis* (Galloway & Wisler).

Menilitové vrstvy sa pozvoľne vyvíjajú z globigerinových slieniach a tvoria ich modré, do svetlomodra zvetrávajúce vápnité ílovce s množstvom zvyškov rýb, tri vložky (20–40 cm) typických jasielskych lupkov bez rohových vložiek. Menilitové vrstvy sú na mikrofosílie veľmi chudobné; našli sa v nich iba drobné globigeriny s prevahou formy *Globigerina officinalis* Subb. Hrúbka vrstiev 1–30 m.

Krosnenské vrstvy sa faciálne nelíšia od ílovcových krosnenských vrstiev dukelsko-užockých vrás. Žiaľ, neposkytli nijaké mikrospoločenstvo pre ich presnejšie stratigrafické zhodnotenie. Na základe analógie vývoja krosnenských vrstiev (šarišských) v centrálnych jednotkách a vo flyšovom pásme Karpát považujeme ich za oligocénne.

V západnej časti východného Slovenska v centrálnokarpatskom vývoji paleogé-

nu na báze šarišských (= krosnenských; Leško 1960) vrstiev zistil Samuel (in Marschalko — Samuel 1960) chudobnú oligocénnu mikrofaunu *Amphiromorphina hauerina* Neugeboren, *Globigerina ex gr. danvillensis* Howe & Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatluk, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Nonion* sp., *Cibicides lopjanicus* Mjatluk.

Neogén

Južne od Podhoroda na paleogéne beňatinského flyša ležia transgresívne piesky, piesčité ily s polohami tufitov a bentenitov vyššieho miocénu (? sarmatu). Miocénne usadeniny na povrch nevystupujú, ale boli zistené vrtnými prácami pri severnom okraji andezitových výlevov.

Na mnohých miestach prerážajú andezitové telesá kriedové a paleogénne útvary bradlového pásma. Podľa petrografických rozborov Fialu (1951) vystupujú tam dva typy andezitov: bazaltoidné pyroxenicko-olivinické andezity (JV od Inovca a pri Podhorodi) a hyalopilitické pyroxenické andezity (kóta 362 medzi Podhorodom a R. Bystrou).

Andezitové telesá sú na území dispersne rozšírené a nepozorujeme, žeby sledovali tektonické poruchy kriedových, alebo paleogénnych usadenín.

Tektonika

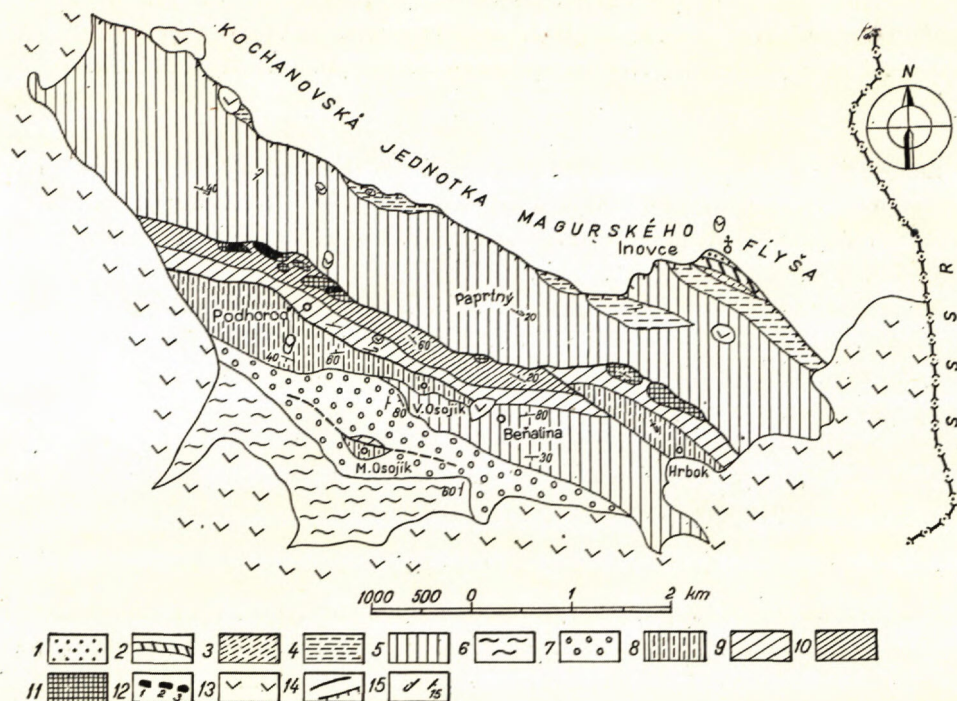
Bradlové pásmo so svojim paleogénom, beňatinským flyšom si na našom území zachováva tektonickú individualitu oproti magurskému flyšovému pásmu a ako popaleogénna tektonická jednotka sa k SV nasúva na magurský flyš. Tektonická pozícia bradlového pásma pri Podhorodi a Beňatine neodpovedá už postaveniu bradlového pásma v Západných Karpatoch, kde sa vplyvom paleogénneho obalu (magurský flyš) a popaleogénnych pochodov dostal do vonkajšieho, flyšového pásma Karpát. Na našom území bradlového pásma zaberá v karpatskom oblúku postavenie vnútornej jednotky východných Karpát, o čom svedčí skutočnosť, že bradlové pásmo so svojimi mezozoickými a paleogénnymi členmi sa smerom na JV vклиňuje vnútorne, južne od marmarošského pásma. Treba dodať, že vyššie členy beňatinského flyša sú spoločné aj pre marmarošské pásmo (Leško 1960). Podľa Andrusova (1936) marmarošské pásmo si zachováva tektonickú individualitu voči vonkajšiemu flyšovému pásmu a tektonicky sa s ním nezlučuje.

V priebehu niekoľkých horotvorných fáz sa bradlové pásmo pri Podhorodi a Beňatine tektonicky rôzni, až dostalo svoj špecifický tektonický štýl. Rozlišujeme v ňom od juhu na sever: tektonickú šupinu Veľkého Osojika (526,3 m), diapír Malého Osojika (441 m), šupinu podhorodskú, šupinu Hrbka (531 m) a zväzok tektonických šupín Paprtného (621,1 m).

Pri severnom okraji tektonickej šupiny Veľkého Osojika (526,3 m) vystupujú jarmutské vrstvy zvisle vztýčené až prevrátené (60°) k juhozápadu. Pročské vrstvy a vyššie členy beňatinského flyša sú uklonené prevažne

Geologická mapa bradlového pásma pri Beňatine a Podhorodi

B. Leško — O. Samuel



Vysvetlivky: 1. krosenské vrstvy (flyšové, prevažne ílovcové vrstvy — oligocén); 2. menilitové vrstvy s vložkami jasielskych lupkov (vrchný eocén — spodný oligocén); 3. globigerinové sliene (vrchný eocén); 4. pestré ílovcy (stredný eocén a časť spodného eocénu); 5. pročské vrstvy (paleocén — spodný eocén); (1—5 beňatinský flyš inovského vývoja); 6. ílovcovo-pieskovcové vrstvy (podhalanského typu) — najvyššia časť stredného až vrchný eocén; 7. súlovske zlepence (vrchná časť stredného eocénu); (5—7 beňatinský flyš centrálno-karpatského vývoja); 8. jarmutské vrstvy (campan-maestricht) — pieninský vývoj sensu lato; 9. pestré sliene púchovského vývoja (senon); 10. globotruncanové vrstvy (alb-cenoman — sp. turon); 11. sivé krinoidové vápence (bajos — bath); 12. červené krinoidové a celistvé kalpionelové vápence vrchnej jury (calow — kimeridge — titón); (9—12 čorštýnska séria bradlového pásma); 13. neovulkanity Vihorlatu a Popričného; 14. dôležitejšie tektonické línie; 15. smer a úklon vrstiev s pozíciou hieroglyfov.

na JZ ($40-80^\circ$) a tektonicky diferencované na niekoľko viac menej samostatných krých. Tieto sú odrazom tektonickej rozmanitosti staršieho podkladu, spôsobeného poslednými popaleogénnymi pohybmi.

Diapír Malého Osojika (440 m). V južnej časti tektonickej šupiny Veľkého Osojika vystupujú spod paleogénnych útvarov a jarmutských vrstiev na povrch pestré sliene púchovského vývoja. Domnievame sa, že sliene niektoréj

z nižších bradlových jednotiek prerážajú jarmutské vrstvy vyššej jednotky a jej paleogénny obal a vystupujú na povrch v podobe diapíru.

Podhorodská tektonická šupina je zložená z jurských bradiel a pestrých slieňov strednej a vrchnej kriedy. Bradlá i ich kriedový obal sú v celom priebehu od SZ na JV prevrátené k JZ (40–60°). Na SZ sa pásmo ponára pod výlevy Vihorlatu, na JV ho utína priečna porucha SZ–JV smeru oproti východnej tektonickej šupine.

Tektonická šupina Híbká (531,0) vystupuje na povrch východne od Beňatiny na priečnej poruche SZ–JV smeru. Je zložená z dvoch dielčích šupín, zo severnejšej s jurskými bradlami a púchovskými slieňmi vrchnej kriedy, a z južnejšej, tvorenej jarmutskými vrstvami. Celá šupina je prevrátená k JZ.

Zväzok tektonický šupín Paprtného (621,1 m) tvorí pomerne široký 2–3 km pás, ktorý sa tiahne od okrajov andezitových výlevov Vihorlatu na SZ k Popričnému na JV. Šupiny sú antiklinálne a synklinálne pásma beňatinského flyša podstatne redukované, počiatocne presunuté k SV, neskoršími horotvornými pohybmi stlačené, prevrátené a možno i druhotne prešmyknuté na JZ. Svedčí o tom úklon vrstiev 20–30° k SV a takmer úplné vyvalcovanie pestrých ílovcov, slieňov, menilitových a krosnenských vrstiev, vyznačujúcich sa značnou plasticitou v porovnaní s pročskými vrstvami. Treba dodať, že plocha pôvodného nasunutia k SV je len mierne uklonená k JZ, čo pozorujeme SV od Paprtného v doline potoka. Tam je koryto potoka ďaleko na juh rozložené vo zvrásnených magurských členoch (strihovské vrstvy); svah chrbta smerom na sever až po južný okraj Inoviec je budovaný členmi beňatinského flyša. Zväzkom tektonických šupín Paprtného (621,1) sa bradlové pásmo nasúva k SV na kochanovskú jednotku magurského flyša. Druhotne sú štruktúry kochanovskej jednotky niekde mierne prešmyknuté na bradlové pásmo.

*Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1936: Geologické výskumy v Podkarpatské Rusi v letech 1932–34. Carpatia, Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. Č. III. Tektonika, sv. IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Záp. Karpatoch IV–V. Práce Štát. geol. ústavu 13. Bratislava. — [4] Began A., 1959: Bradlové pásmo na liste M-34-117 (Podhorod) — Geofond, Bratislava. — [5] Bieda Fr., 1960: Foraminifery príútesového flyša vých. Slovenska. Geol. práce, Zprávy 18. Bratislava. — [6] Birkenmajer K., 1956: Sedimentary Characteristics of the Jarmuța Beds (Maestrichtian) in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathian). Bull. Acad. Pol. Sc., No 4, Warszawa. — [7] Fiala Fr., 1951: Petrografické posouzení vulkanitů a jiných hornin z okol. sev. Vihorlatu. Geol. prísk., archív, Turčianske Teplice. — [8] Grzybowski J., 1896: Otwornice czerwonych ílów z Wadowic. Rozpr. Akad. um. 30, Kraków. — [9] Grzybowski J., 1898: Otwornice pokladów naftonóсных okolicy Krosna. Rozpr. Akad. um. 33, Kraków. — [10] Homola V. — Hanzlíková E., 1955: Biostratigrafické, tekto-

nické a lithologické studie na Tešínsku. Sbor. ÚÚG, od. paleontol., Praha. — [12] Horwitz L., 1938: Études stratigraphiques sur la couverture des Klippes piénines (Karpates Polonaise). I-ère partie. Inst. Geol. Pol. Bull., No 9/2, Warszawa. — [13] Kantorová V. — Began A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. práce, Zprávy 14. Bratislava. — [14] Kłasz I. & Knipscher H. C. G., 1954: Die Foraminiferenart *Reusella szajnochae* (Grzybowski); ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — Geol. Jb., Band 69, Hannover. — [15] Knipscher, 1956: Biostratigraphie in der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen. Paläont. Zeitschrift, 30, Sonderheft, Stuttgart. — [16] Książkiewicz M., 1958: Of the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. Bull. d. l' Acad. Pol. d. sciences. Vol. VI, No 8, Warszawa. — [17] Leško B., 1960: Paleogén bradlového pásma na vých. Slovensku. Geol. sbor., r. XI, Bratislava. — [18] Marschalko R. — Samuel O., 1960: Predbežná zpráva o nálezoch oligocénu v paleogéne Centrál. Karpát. Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava. — [19] Maslaková N. I., 1955: Stratigrafija i fauna melkich foraminifer paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. In: Materialy po biostratigrafii zap. obl. Ukrainsej SSR. Moskva. — [20] Mjatljuk E. V., 1950: Stratigrafija fliševych osadkov Sev. Karpat v svete danyh fauny foraminifer. Tr. VNIGRI, n. s. 51. Leningrad—Moskva. — [21] Pokorný V., 1956: The zone with *Globigerinoides mexicanus* (Cushman) in the Eocene of Moravia Czechoslovakia. Univ. Carolina, Geologica 2. Praha. — [22] Pokorný V., 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaleontologie, Band I. Berlin. — [23] Scheibner E. — Scheibnerová V., 1958: Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. Geol. sbor. r. IX, 2. Bratislava. — [24] Subbotina, N. N., 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotalidy. Tr. VNIGRI, n. s. 76. Leningrad—Moskva. — [25] Stache G., 1871: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ungvar in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. geol. R.—A. Wien. — [26] Wein G., 1943: Földtani szelvény az Ung mentén. Beszámoló a U. K. Föld. Int. Vitaüléseink munkái. V. Budapest.

B. LEŠKO—O. SAMUEL

GÉOLOGIE DE LA ZONE DES KLIPPES DES ENVIRONS DE PODHOROD

A l'Est de Vihorlat, non loin de la frontière tchécoslovaque-soviétique, on voit apparaître à la surface du jour le zone des klippes représentée par les séries jurassiques et crétacées. Les séries jurassiques ont été étudiées par A. Began (1960) qui le attribua au faciès de Czorszyn. Au Sud de la série de Czorszyn, on observe des assises flyschueuses du Crétacé supérieur (de Jarmuta); ce fait signifie que dans la zone des klippes des environs de Podhorod est représentée la série piénine sensu lato.

Série de Czorszyn

Le Jurassique débute par des calcaires à Crinoïdes appartenant au Bajocien. Plus haut, on trouve des calcaires stratifiés, voire même schisteux, finement grenus, à Crinoïdes, par places gréseux — c'est le Bathonine. Le Callovien—Kimmeridgien est représenté par des calcaires noduleux rouges. La série est surmontée de calcaires compacts à Calpionelles appartenant au Tithonique.

Le Crétacé mayen se présente sous le faciès marno-calcaire bigarré. Les couches basales tachetées ont fourni une riche faune planctonique de Foraminifères avec l'espèce *Ticinella gaultina* Morosova absolument prédominante. En quantité subordonnée, on trouve *Anomalina ammonoides* (Reuss) et *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi).

Les marnes bigarrées du Cénomaniens se développent progressivement à partir du soubassement et sont caractérisées par un épanouissement des Rotalipores représentés par un grand nombre

d'exemplaires de différentes espèces [*Rotalipora appenninica* (Renz), *Rot. reicheli* Mornod et autres]. Dans le Turonien inférieur de la région étudiée, la quantité de Rotalipores subit une forte réduction, et à leur place on voit apparaître surtout des Globotruncanes: *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (Reichel), *Globotruncana helvetica* Bolli, *Glob. imbricata* Mornod et *Glob. linneiana* (d'Orbigny).

Le Crétacé supérieur fait suite au Crétacé moyen sans que le faciès change, et rien n'indique l'existence d'une interruption de la sédimentation au Turonien. Les marnes bigarrées contiennent une monoassociation de Globotruncanes parmi lesquelles l'espèce *Globotruncana linneiana coronata* (Bolli) est tout à fait prédominante. Stratigraphiquement, cette association est à placer dans le Sénonien inférieur.

Les dépôts du Campanien sont puissamment développés et se distinguent par la présence en masse de l'espèce *Globotruncana arca* (Cushman). Dans leur toit, on a reconnu le Maestrichtien avec les index-fossiles *Globotruncana confusa* (Cushman), *Glob. stuarti* (Lapparent) et *Pseudotextularia varians* Rzehak.

Série piénine sensu lato

Cette série à faciès flyschoux est représentée par une large bande passant au Sud de la série de Czorsztyn. Dans la partie inférieure de ce complexe on a découvert une association de Foraminifères d'âge campanien: *Globotruncana arca* (Cushman), *Reussella szajnochae* (Grzybowski), *Stensiöina exculpta* (Reuss). Les assises supérieures appartiennent au Maestrichtien et sont caractérisées surtout par des Dendrophryinae accompagnées par places par les espèces *Globotruncana contusa* (Cushman) et *Glob. stuarti* (Lapparent).

Paléogène

Le Paléogène de la zone des klippes fait partie du flysch de la série de Breñatina dans laquelle on distingue le faciès de Inovce (septentrional) et le faciès des Karpates centrales (méridional).

Dans le faciès des Karpates centrales, on distingue les couches de Proč, les conglomérats de Sušov et les couches du type de Podhale. La série de Proč est représentée ici par sa partie supérieure reposant en discordance sur les couches de Jarmuta du Crétacé. Au point de vue lithologique, ce sont des brèches, des grès à grain moyen et grossier et des argillites calcaires grises. F. Bieda (1960) y a déterminé une association de grands Foraminifères eocènes inférieurs: *Nummulites planulatus* Lam., *Nummulites exilis* Douv. et autres.

Les conglomérats de Sušov semblent reposer en discordance sur les couches de Proč. Les assises argilo-gréseuses du type de Podhale, qui surmontent les conglomérats de Sušov, sont cachées par des masses de roches volcaniques effusives, et ce n'est que dans le ruisseau de Beñatina que leur faciès est observable.

Dans le faciès de Inovce (septentrional) on trouve également à la base, les couches de Proč dont la sédimentation n'a été, au point de vue facial, que la continuation de celles des couches crétacées de Jarmuta. Parmi les espèces importantes caractérisant le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur qui ont été constatées ici il convient de citer *Hormosina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina excelsa* (Dyłažanka) et *Trochamminoides irregularis* White.

Plus haut viennent les argillites bigarrées de l'Eocène moyen. On y distingue la zone à grands Recurvoïdes avec l'espèce *Recurvoïdes* aff. *turbinatus* (Brady) tout à fait prédominante et la zone à Cyclammines avec *Cyclammina amplexiens* Grzybowski tenant la première place.

Dans le toit des argillites bigarrées apparaissent les marnes à Globigérines de l'Eocène supérieur contenant *Globigerinoides mexicanus* (Cushman), *Globorotalia (Turborotalia) crassaformis* (Galloway et Wisler). Ces argillites passent insensiblement aux couches à ménillites et aux couches de Krosno.

Les dépôts néogènes (Sarmatien) n'apparaissent pas à la surface du jour et n'ont été constatés

dans le toit du flysch de Beňatina que dans les trous de forage. Des corps andésitiques percent des formations crétacées et paléogènes. Leur étude pétrographique détaillée a été poursuivie par F. Fiala (1951).

Tectonique

Avec son Paléogène et son flysch de Beňatina la zone des klippes conserve son individualité tectonique par rapport à la zone du flysch de Magura sur laquelle, poussée du NE, elle chevauche comme unité tectonique postpaléogène. La position tectonique de la zone des klippes des environs de Podhorod' et de Beňatina n'est pas conforme à celle de la zone des klippes des Karpatés occidentales qui, à la suite des mouvements orogéniques postpaléogènes, constitue, avec sa couverture paléogène (flysch de Magura), la zone externe, flyscheuse, des Karpatés. Sur notre territoire, la zone des klippes figure, dans l'arc karpatique, comme unité interne des Karpatés orientales. On le voit du fait que vers le SE la zone des klippes avec ses séries mésozoïques et paléogènes s'intercale du côté interne, au Sud de la zone de Marmaroš. Ajoutons que les assises supérieures du flysch de Beňatina sont les mêmes que dans la zone de Marmaroš (Leško 1960). D'après Andrusov (1936), cette dernière reste tectoniquement individualisée de la zone du flysch externe et ne s'y réunit pas.

Au cours de plusieurs phases orogéniques la zone des klippes des environs de Podhorod' et de Beňatina se différencie tectoniquement et acquit son style tectonique particulier (diapryrique). On y distingue du Sud au Nord: l'écaille tectonique de Velký Osojik (526,3 m), le pli diapryre du Malý Osojik (441 m), l'écaille de Podhorod', l'écaille de Hrbok (531 m) et le faisceau d'écailles tectoniques de Paprtný (621,1 m).

Avec toutes les structures tectoniques énumérées la zone des klippes chevauche en bloc vers le NE sur l'unité de Kochanovce (flysch de Magura). A l'origine, la surface de chevauchement n'était que très faiblement inclinée vers le SW. A la suite des mouvements orogéniques ultérieurs (néogènes) les structures de l'unité de Kochanovce ont été par places poussées vers le SW sur la zone des klippes.

Institut géologique Dionýz Štúr
Bratislava

Traduit du slovaque par Valentine Andrusova

Planches hors texte I

Carte géologique de la zone des klippes des environs de Beňatina et de Podhorod'

dressée par B. Leško et A. Samuel

Légende: 1 — couches de Krosno (souches flyscheuses, surtout argillites — Oligocène), 2 — couches à ménilites avec intercalations d'argiles schisteuses de Jaslo (Eocène supérieur — Oligocène inférieur), 3 — marnes à Globigérines (Eocène supérieur), 4 — argillites bigarrées (Eocène moyen et partie de l'Eocène inférieur), 5 — couches de Proč (Paléocène-Eocène inférieur); 1-5: flysch de Beňatina à faciès de Inovce; 6 — couches argilo-grésouses (du type de Podhale) — sommet de l'Eocène moyen et Eocène supérieur, 7 — conglomérats de Sulov (partie supérieure de l'Eocène moyen); 5-7: flysch de Beňatina du faciès des Karpatés centrales; 8 — couches de Jarmuta (Campanien-Maestrichtien) — faciès piénin sensu lato, 9 — marnes bigarrées à faciès de Púchov (Sénonien), 10 — couches à Globotruncanes (Bajocien-Bathonien), 12 — calcaires rouges à Crinoïdes et calcaires compacts à Calpionelles du Jurassique supérieur (Callovien-Kimmeridgien-Tithonique); 9-12: série de Czorsztyn de la zone des klippes; 13. andésite de Vihorlat et Popričný; 14. lignes tectoniques; 15. direction et pendage des couches à hiéroglyphes.

JOSEF JANÁČEK

GEOLOGICKÉ POMĚRY SOLNÉHO LOŽISKA U MICHALOVČŮ NA VÝCHODNÍM SLOVENSKU

(Tab. XVI, německé resumé)

Předložená práce podává předně všeobecný přehled geologie okrsku ložiska a nejbližšího okolí, podle výsledků průzkumu do konce listopadu 1959.

Je to značně rozsáhlá dvojčočka a jak se zdá, bočnými tlaky nevrásněná. Z přiložených, hloubkově orientačně volených analys vyplývá, že michalovská sůl je velmi čistou surovinou.

Je uvedena hydrologická situace ložiska a jsou zdůrazněny, s hlediska těžební otvírky, velmi příznivé hydrogeologické poměry.

Z literárních pramenů se uvádějí pouze nejdůležitější, které mají přímý vztah k řešenému problému.

Úvod

Výzkumně geologické i ekonomické výsledky, které se v této práci uvádějí, jsou vedlejším výsledkem průzkumu na živice do konce listopadu 1959. Do průzkumu byl zahrnut podrobný průzkum gravimetrický, orientační profilový průzkum reflexně-seismický, a vrtní průzkum do hl. 300 m a 600 m. Při závěrečných pracích bylo sondování doplněno dvěma slednými vrtbami o širokém průměru (Zbudza 1, 2). Jejich úkolem bylo již sledování a průzkum vývoje solného ložiska.

Terenní práce velmi pečlivě provedl Št. Martinkovič. Mikrostratigrafické problémy řešila B. Kudláčková. Vzoroky suroviny analysovala Z. Králová.

Zeměpisná poloha ložiska a topografická data

Území ložiska i širší jeho oblast se nalézá v severním výběžku severotiské nížiny při řece Laborci, na počátku jeho dolního toku. Tato okrajová část severotiské nížiny, v příčném řezu vedeném přes solné ložisko, je asi 4½ km široká. K severu se úží a je otevřena 500 m úzkou laboreckou průrvou u Brekova.

Ohraničení širší rovinné oblasti tvoří na SV úpatí Krivoštianského pohoří, na SZ skupina Klakočiny u Brekova a na západě hřbetní pahorkatina hrabovecko-trhovištská.

Morfologická a hydrografická situace okrsku ložiska

Oblast je budována aluviem řeky Laborce a jeho přítoků. Údolí řeky se šíří v širokou aluviální rovinu, která konečně splývá s rovinou potisskou. Říční rovina laborecká nabývá zde již charakteru roviny velké nížiny dunajské. Průměrná nadmořská výška dna údolí je 125 m. Tok řeky Laborce má absolutní výšku 115 až 118 m.

V aluviální rovině širší oblasti ložiska jsou samostatné morfologické elevace, které ční nad okolní rovinu do relativní výšky 140–200 m. Jsou to erosi a denudací modelované erupce mladých vulkanitů, na př. na jihu kóta Hrádok u Michalovců (164 m), budovaná rhyolitem.

Plocha říční roviny je rozbrázděna opuštěnými meandry. Nad rovinu vystupují staré štěrkopísčité a hlinité terasové uloženiny, které však netvoří ani vysoké ani rozlehlé útvary. Přechod aluviální roviny do okrajových aluviálních a svahových hlín je velmi povlnný a nezřetelný.

Celou studovanou oblast i přilehlé širší území protéká a odvodňuje řeka Laborce se svým přítokem z prava, potokem Dušou. Říční tok Laborce od Strážského, resp. od Humenného má již ráz dolního toku. Stejně tak potok Duša vytvořil zákruty v náplavech. S ohledem na to, že průzkumná oblast se nalézá na počátku dolního toku, není akumulace tak intenzivní, jako ve spodních polohách dolního toku řeky. To se odráží v sedimentaci méně mocné vrstvy aluviálních písků a štěrků. Pouze v místech, kde trvaly poklesové tendence dna údolí do nejmladších dob, byly dány podmínky navrstvení náplavů značných mocností.

Laborec se vyznačuje velmi nestálým stavem vody, ostatně charakteristickým pro všechny řeky nížiny, neboť své vody sbírají ve flyšových kopcovinách na severu, kde je velmi nepříznivá infiltrace do půdy. Přívaly na jaře a na podzim zaplavují široké roviny, zatím co letní stavy v době sucha jsou minimální.

Starší průzkumné práce

Podrobněji jsou hodnoceny toliko práce a studie, které jsou zaměřeny na problém solinosnosti východní části pánve, za Slánskými horami, resp. práce s úzkým vztahem k tomuto tématu. Práce zabývající se solinosným okrskem prešovským neuvádíme a odkazujeme na studie J. Janáčka (1958, 1959), T. Budaře (1959) a j.

Problematika solné sedimentace v miocénu východního Slovenska byla již od počátku druhé poloviny minulého století předmětem studia řady autorů. Převážná

většina těchto pracovníků řešila podmínky vzniku, vývoje a rozšíření i možnosti a způsoby dobývání solných ložisek přešovského helvetského obzoru, v západní části pánve. Některé z prací se vyznačují konkrétními úkoly průzkumu, či dobývání, řada jiných řeší otázky teoretické. Tím se vyznačují zvláště práce do r. 1945. Pouze někteří autoři srovnávají dosud málo známé poměry východně Prešovsko-Slánských hor se západní částí. Poněvadž se však nemohou opřít o reální analýsy, nejsou většinou jejich závěry věrohodné. Vyzněly zpravidla jako pravděpodobné předpoklady, nejvýše snad jako vlastní autorovo přesvědčení o možnosti výskytu solného souvrství helvetského na východní straně Prešovsko-Slánských hor.

Prvé důležité práce praktického a zásadního významu pro průzkum solných ložisek ve východní části pánve vykonal V. H o m o l a (1953, 1954). Jsou to hlavně terenní výzkumy a srovnání dokladových materiálů ze sousedních oblastí zakarpatské, maďarské a rumunské. Na podkladě faunistických rozborů K. S l a v í k o v é usoudil V. H o m o l a na pravděpodobnost výskytu mladší solné formace v oblasti východně Prešovsko-Slánských hor, t. j. solného obzoru tortonského. Předpoklady i závěry V. H o m o l y se ukázaly zcela reálnými navrtáním tortonského solného obzoru v r. 1957 u Albínova, severně Sečovců (J. J a n á č e k 1958).

Nově objevené solné ložisko u Albínova podrobně popisuje J. J a n á č e k (1958). V širším úvodu se J. J a n á č e k zabývá též krátce solným ložiskem přešovským. Na podkladě paleogeografických úvah připouští jeho svrchnoburdigalské stáří. Nejnověji T. B u d a y (1959) však uvádí přesvědčivé důkazy o vzniku ložiska ve svrchním helvetu.

Přehledná synthesa T. B u d a y e (1959) o vývoji neogénu západních Karpat, shrnuje současně poznatky o stratigrafii, tektonice a paleogeografii mladších třetihor v karpatských oblastech. Nejnovější výzkumy T. B u d a y e (1959) z východoslovenské neogenní oblasti přináší též důležité poznatky a poznámky k solinosnosti helvetu a tortonu.

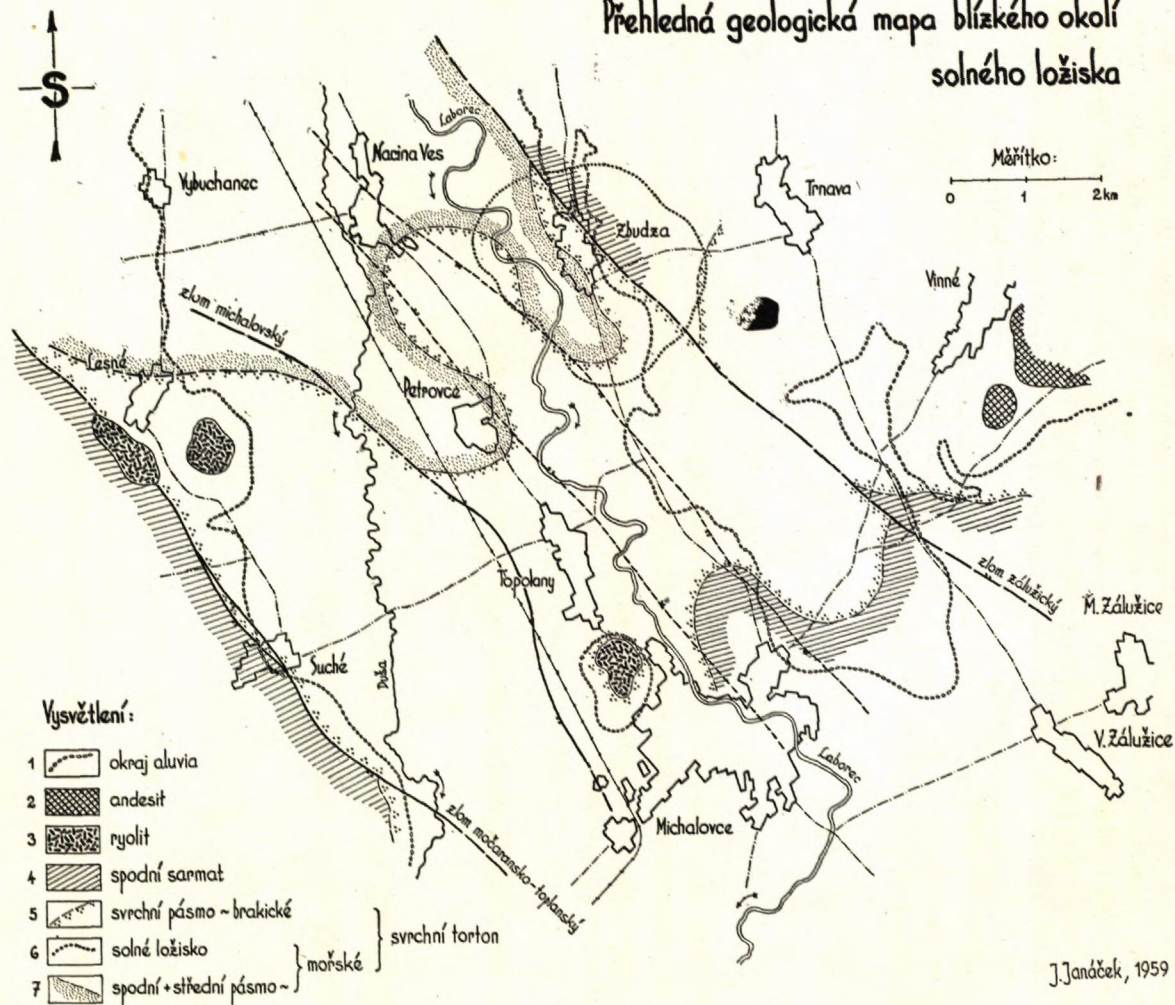
Konečně v nejnovější zprávě o nálezu solného ložiska u Michalovců uvádí J. J a n á č e k (1959) historii tohoto důležitého objevu, stav prozkoumanosti a směr dalšího průzkumu. Vyslovuje též své úvahy o genesi, uložení a vývoji ložiska. Na tuto předběžnou zprávu navazuje přímo předkládaná studie.

Geologické poměry

Stratigrafie

Ve zkoumané oblasti solného ložiska ani v širším přilehlém okolí se vrtním průzkumem nezískaly žádné nové poznatky, které by zásadně pozměnily současně platnou stratigrafii v pánvi. Základní stratigrafické členění miocenních serií a pannonu stanovené J. J a n á č e k e m (1958, 1959) a propracované, zpřesněné

Přehledná geologická mapa blízkého okolí solného ložiska



Obr. 1.

a doplněně T. Budayem (1959) platí zde vcelku beze změn. Menší odchylky se týkají většinou lithofaciálního vývoje souvrství. V textu se na ně zvláště upozorňuje. Důležitým zjištěním z počátku r. 1960 jsou však nálezy spodnotortonských lokalit. Proto není třeba se podrobněji zabývat stratigrafií souvrství rozšířených mimo zkoumanou oblast nebo skrytých v hloubce. V tom směru odkazujeme na souborné práce J. Seneše — J. Švagrovského (1957), J. Janáčka (1959) a T. Budaye (1959).

Sondami do hl. 600 m byla zde zjištěna tato neogenní souvrství: svrchní torton, a to jeho spodní a střední pásmo v mořském vývoji a svrchní pásmo v brakickém vývoji. Z nadložních vrstevních členů je přítomen (?) spodní brakický sarmat a konečně kvartér. Spodní miocén, t. j. akvitán a burdigal nebyl zde navrtán. Nebyl ostatně v pánvi východně Prešovsko-Slánských hor dosud zjištěn vůbec, takže o pokračování spodnomiocenní pánve prešovské k východu není prozatím žádných informací. Určité předpoklady o možnosti výskytu spodního miocénu v hlubokých částech pánve se jeví z geologické interpretace refrakčně-seismických řezů na pozdišovské střední kře. Zatím ani spodní helvet nebyl v pánvi dosud zjištěn vůbec. Předpokládáme proto, že v té době byla v pánvi přerušena sedimentace. Transgrese středního miocénu počíná až svrchním helvetem. Na okraji jsou to *slepence mernické*, které do nitra pánve laterálně přecházejí do facie *flyšoidní*. V typickém vývoji známe flyšoidní facii helvetu od Vranova a Čičavy. Jejím ekvivalentem v pánvi mohou být šedé jílovce navrtané v podloží pestrého helvetu u Michalovců. Mezi Ondavou a Laborcem je velmi rozšířený helvet v *pestré facii*. Podle nejnovějších výzkumů (T. Budaye 1959) se zdá, že pestrý helvet není jen prostou facií, jak se domnívá B. Leško (1955), nýbrž, že zastupuje vyšší část svrchního helvetu. Pozvolné přechody obou facií nebyly totiž dosud nikde prokázány.

Helvet nebyl na našem území navrtán. Z výsledků hlubinných vrteb v oblasti michalovecké a průzkumných hlubokých sond v podvihorlatské pánvi lze však předpokládat, že svrchní helvet v pestrém vývoji tvoří i zde přímé podloží tortonu. To podporuje i geologická interpretace geologických řezů oblasti.

Sedimenty spodního tortonu nebyly až do poslední doby z naší části východoslovenské pánve bezpečně prokázány. Původně popisovaný spodní torton od Hrabovce (E. Hanzlíková in E. Menčík 1953, 1952) neměl shodných znaků se spodním tortonem v západních pánvích (T. Buday — J. Čich 1956, J. Janáček 1958, 1959). Svrchnotortonské mořské fauny obsahovaly i jiné lokality, původně zde řazené ke spodnímu tortonu. Tato zjištění vedla k názoru, že v údobí spodního tortonu byla patrně v celé východoslovenské pánvi přerušena sedimentace (J. Janáček, 1959). Nejnovější nálezy však nasvědčují tomu, že takový závěr není patrně úplně oprávněný. V povrchových výchozech na severním okraji pánve, a ve spodní části „detritické série“ na vrtně Záluž 1. u Mukačeva na Zakarpatské Ukrajině, byla v r. 1960 nalezena spodnotortonská

společenstva lagenid (M. J. Petraškevič, úst. sděl.). V témže roce byly zjištěny nové lokality s prokazatelnou spodnotortonou lagenidovou mikrofaunou na východním Slovensku v oblasti zemplínské a hrabovecké (I. Cicha, úst. sděl.). Domníváme se proto, že „detritická série“ v nadloží pestrého helvetu, která stratigraficky odpovídá podloží obzoru hraboveckých tufitů, může být ve spodní části nebo v celém svém rozsahu spodnotortonského stáří.

Tato detritická série, spolu s nadložními vápnitými jíly, byla řazena až dosud do svrchního tortonu, a to do spodního pásma, aglutinujících foraminifer. Mocnost detritického souvrství nebyla u Zbudzy zjištěna, neboť souvrství nebylo převrtáno. Podle zjištění učiněných v sousedních západních oblastech může tu jeho mocnost být 300 m. V typickém vývoji byla tato série popsána na Trhovišti (J. Janáček, 1959). Jsou to mocně vrstvené až lavicovité tufitické, tufiticko-vápenaté a vápnité pískovce, které jsou proloženy polohami šedých vápnitých jílovců. Ryolitové tufy a tufity jsou hojné, zvláště na spodu (hrabovecký obzor).

V souladu s uvedeným pojetím by byla tedy zde spodní zóna svrchního tortonu zastoupena pouze na spodu 100–150 m mocným souvrstvím šedých až zelenavěšedých vápnitých jílovců, které jsou v polohách značně pevné až zpěvnělé ve vápnité jílovcě.

Vyšší vrstevní úsek spodního pásma aglutinujících foraminifer pak tvoří chemické sedimenty, vápnité jíly a méně pískovce. Je to „solná série“. Kamenná sůl tvoří v solné sérii až 70 m mocné obzory zcela čisté soli, má však též vývoj propláستkový a vložkový. Naproti tomu sádrovec se vyloučil pouze v propláстkách a vložkách. Největší mocnost solné série byla zjištěna vrtbou Zbudza 2 a činí 216 m. Z toho souhrnná mocnost soli činí 108 m, soli ve vložkovém vývoji 48 m. Zbytek jsou slané vápnité jíly.

V místech kde nedošlo k vylučování a ukládání soli je vertikální interval ložiska zastoupen souvrstvím světlejší a světlezelenavěšedých, jemně písčitých vápnitých jílovců. Mocnost souvrství je 150–200 m. Na jeho spodu bývají již vyvinuty vrstvy jemných písků a rozpadlých pískovců 1–5 m mocné. Popsané souvrství spodního pásma nebylo prozatím nikde dále v pánvi zjištěno.

Nad solnou sérií se uložily šedé až zelenavěšedé, slabě jemně, jen zcela výjimečně silně jemně písčité vápnité jíly středního pásma, bulimino-bolivonového. Jeho vývoj je zcela shodný s vývojem v ostatní pánvi. Mocnost souvrství u Zbudzy nemohla být přesně zjištěna, neboť je vždy a zcela nepravidelně drhotně redukována denudací a erodí před uložením svrchního pásma. Rekonstrukce tohoto starého, velmi členitého povrchu dokumentuje sice poměrně krátkou, zato však intenzivní destrukci. Podle srovnání poznatků učiněných na sousedních JZ krátech pozdišovsko-michaloveckých se jeví, že v oblasti Zbudzy střední pásmo nepřesahuje mocnost 400 m. Nezřídka však bylo tu odnosem postiženo do té míry že úplná mocnost činí 50 m.

Mikrofaunu spodního a středního pásma v ložiskové oblasti studovala B. Kudláčková. Zjistila, že ve spodní zóně se střídají mocné polohy a souvrství s bohatými společenstvy typickými pro zónu aglutinujících foraminifer, s polohami ochuzenými. Nejvyšší vrstevní interval uložený ještě z vod normální salinity s bohatou asociací, je asi 30–40 m mocný. Obsahuje toto společenstvo:

1+ <i>Dorothia megagranosa</i> (Vengl.)	1 <i>Nonion pompilioides</i> (Ficht. + Moll.)
1+ <i>Bathysiphon filiformis</i> Sars.	1 <i>Virgulina schreibersiana</i> Czjz.
1+ <i>Cyclamina</i> cf. <i>deflua</i> Vengl.	1 <i>Uvigerina</i> cf. <i>hispidocostata</i> Cush. & Todd.
1+ <i>Haplophragmoides</i> sp. d.	1 <i>Uvigerina venusta</i> Fr.
1+ <i>Bulimina striata</i> d'Orb.*	1+ <i>Valvulineria</i> aff. <i>arcuata</i> Rss.)
1 <i>Bulimina</i> ex gr. <i>elongata</i> d'Orb.	a další ojediněle foraminifery.
1 <i>Cibicides pseudoungarianus</i> Cush.	

V jeho podloží pozorujeme značně ochuzenou faunu s:

1+ <i>Valvulineria</i> aff. <i>arcuata</i> (Rss.)	1 <i>Globigerina</i> cf. <i>bulloides</i> d'Orb.
1 <i>Bulimina</i> ex gr. <i>elongata</i> d'Orb.	1 <i>Nonion pompilioides</i> (Ficht. + Moll.)
1+ <i>Globigerina</i> sp. d.	a ojediněle další foraminifery.

V nadloží bohatých faun byl ve všech pozitivních sondách zjištěn 10–25 m mocný úsek téměř sterilní o vysoké salinitě. Obsahuje ojediněle zakrnělé foraminifery, bohatší při podloží:

<i>Globigerina</i> sp.	<i>Globigerinoides</i> sp.
<i>Bulimina</i> sp.	

Výše následuje ukládání solného souvrství, které je sterilní. Ani v mocných vrstvách pelitů nebyla fauna nikdy nalezena.

V nadložních vápnitých jílech, 10–15 m mocných, v souladu se stále klesající salinitou, se objevují zcela ojediněle zakrnělé formy, které řadíme již do zóny bolivino-buliminové:

<i>Globigerinoides</i> sp.	<i>Cibicides</i> cf. <i>dutemplei</i> (d'Orb.)
----------------------------	--

Poněkud hojnější je pyritisovaný gastropod rodu *Spiralis*.

Sedimentace vyššího vrstevního úseku asi 15–20 m mocného, se dala ještě při zvýšené salinitě. Přítomná faunistická společenstva jsou ještě chudá a obsahují:

1 <i>Valvulineria</i> aff. <i>arcuata</i> (Rss.)	1 <i>Nonion soldanii</i> (d'Orb.)
2 <i>Bulimina</i> ex gr. <i>elongata</i> d'Orb.	a ojediněle foraminifery a úlomky ježovek.
1+ <i>Cibicides dutemplei</i> (d'Orb.)	

Konečně salinita dosáhne opět normálního stavu a objeví se bohaté a typické společenstvo středního pásma, bulimino-bolivinového. V prvních 30ti m profilu je zastoupeno formami:

3 <i>Bulimina</i> ex gr. <i>elongata</i> d'Orb.	1+ <i>Rotalia beccarii</i> (Linné)
2 <i>Cibicides dutemplei</i> (d'Orb.)	1 <i>Cytheridea mülleri</i> (Münst.)
1+ <i>Nonion</i> ex gr. <i>granosum</i> (d'Orb.)	1 <i>Cytheridea dacica</i> (Hejj.)
1 <i>Glandulina</i> cf. <i>rotundata</i> Rss.	hojně ostny ježovek.
1+ <i>Elphidium crispum</i> (Lam.)	

* Stupnice četnosti v 1 násypu: 1 – jeden exemplář, 1+ – do 4 exemplářů, 2 – 5 až 10 exemplářů, 3 – 10 až 20 exemplářů, 4 – 20 až 40 exemplářů, 5 – převládající výskyt.

Na značně členěný a denudací a erosi vymodelovaný povrch středního pásma transgreduje brakický svrchní torton (svrchní pásmo-zóna rotaliová). Na zkoumaném území a nejbližším okolí byl převrtán toliko ve své basální části. Proti sousední oblasti pozdišovské jeví v brakickém tortonu tento úsek poněkud odlišný vývoj. Jeho basální část je sice vyvinuta v podobě facie šedých vápnitých jííl („šedá facie“), avšak ty jsou mocné pouze 30–80 m, proti 250 m mocnosti u Pozdišovců.

U Zbudzy byla poznána a studována transgrese svrchního pásma, která je tu velmi zřetelnou. Pravidelně byl na vrtrbách zjištěn basální hrubý štěrk, někdy též písek, mocný 5–15 m. Převrtnané souvrství brakického tortonu má zde velmi typický vývoj pouze s tím rozdílem, že v hlubším úseku se více projevuje sedimentace uhelných jííl a uhelného detritu. Tento vývoj byl pozorován hlavně ve východní pokleslé kře podvihorlatské. Silně jemně písčité jíly, zelenošedých a šedavých odstínů se střídají s jíly šedozelenými, šedými a tmavohnědošedými. Často se uložily uhelné jíly a lignity. Písky jsou ve vyšším souvrství velmi vzácné. Jsou-li přítomny, jsou vždy málo mocné. Pouze v basálním šedém souvrství jsou písky hojné. Nejspodněji je písek nebo štěrk vyvinut pravidelně.

Všechny uvedené sedimenty se střídají zcela nepravidelně. Přesto však je vrstvení brakického tortonu velmi charakteristické. Mocnost vrstev bez rozdílu druhu sedimentů je 3–5 m. Pouze v basálním šedém úseku mocnosti šedých vápnitých jííl značně narůstají. Stratigrafické zařazení sedimentů této série do svrchní zóny svrchního tortonu bylo provedeno na podkladě mikrofaunistické analýsy a podle jednoznačné korelace litologické.

Z nadložního sarmatu byl zde zjištěn pravděpodobně spodní sarmat, a to v pokleslé kře podvihorlatské. Soudíme tak podle analogického srovnání litologicko-petrografického vývoje se známým okrajovým vývojem spodního sarmatu v pánvi, neboť v navrtaných souvrstvích nebyla zjištěna fauna. Jsou to mocně vrstvené pestré vápnité jíly s hojnými štěrky a šedé jemně písčité vápnité jíly v mocných polohách. Není však ani vyloučeno, že toto souvrství, považované za sarmat, patří dosud nepoznanému vývoji brakického tortonu. Rozhodnout definitivně o platnosti správné koncepce dnes nemůžeme z nedostatku materiálu.

Přítomnost tufiticko-lignitické série (střední a svrchní sarmat) nebyla zde zjištěna. Zachovala se v širší SV a JZ oblasti pokleslých ker. Rovněž tu nebyl zjištěn svrchní pannon. Nejbliže k území je vyvinut v pozdišovské oblasti, kde byl též popsán jako mocná série bezandesitových štěrků, proložená pestrými jíly, která směrem do hloubky pánve přechází do pestré série pelitické (J. Janáček 1958 a 1959).

Celý okrsek ložiska i vzdálenější jižní a severní oblast roviny je kryta 10–30 m mocnými štěrkovými náplavy Laborce a jeho přítoku zprava, potoka Duše. Štěrky jsou tvořené různorodým valounovým materiálem s převahou valounů flyšových a andesitových. Střídají se s písky. Často jsou značně zahlíněné.

Tektoniku území můžeme charakterisovat jako pokleslou, s m ě r n o u, SZ — JV tektoniku k a r p a t s k o u. Zlomy jiných směrů a funkce zde prozatím nebyly zjištěny. Pozorované přesmyky (tab. XVI, obr. 1.) patří druhotné mikrotektonice ložiska. Vznikly tlakem ložiska, vyvolaným při stlačování poklesávající solné hmoty. Podle výsledků tektogenetických studií T. B u d a y e (1959) v oblasti karpatské nejsou zde však vyloučeny příčné zlomy směru SV — JZ. Přesto, že studovaná oblast je malým územím, byla zde učiněna důležitá pozorování, která podporují a osvětlují naše starší závěry a předpoklady:

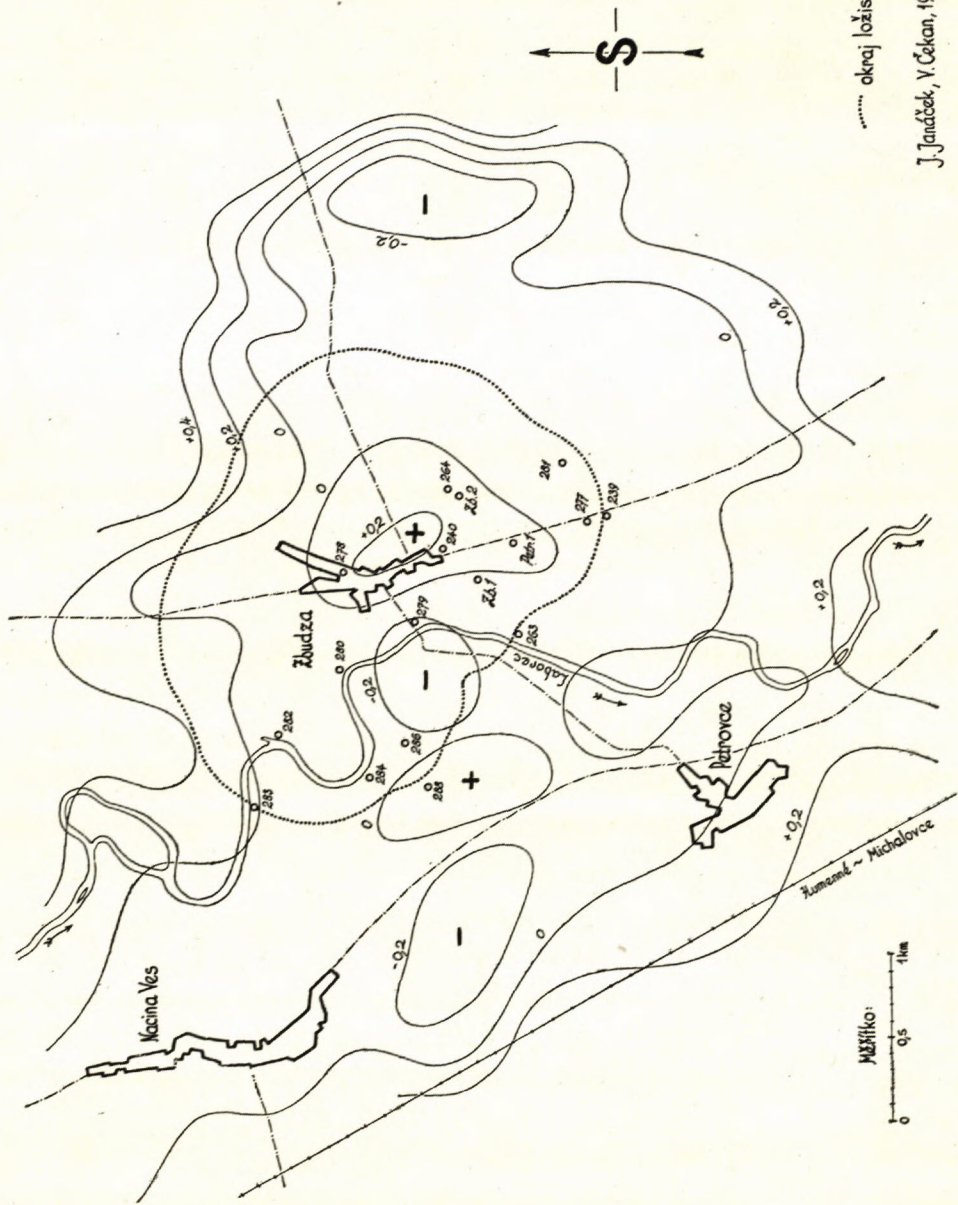
Je to především důležitý tektonický závěr, že rozhodujícím činitelem při tektogenetickém vývoji pánve až do zakončení sedimentace středního pásma mořského tortonu byla s m ě r n á tektonika k a r p a t s k á. Teprve od tohoto data se uplatňuje mladší poklesná tektonika s e v e r o — j i ž n í. Poněvadž pohyby po těchto S — J zlomech byly v mladších periodách vývoje pánve provázeny opakovanými pohyby po starých zlomech karpatských, je v místech tektonických uzlů vzájemný poměr obou systémů zastřen. Zlomy na sebe navazují, příp. se kříží. Tam, kde se kříží a probíhají dále v původních směrech, nelze z konfigurace kerného posunu usuzovat a hodnotit zlomy, resp. pohyby starší a mladší. Jeví se jako stejně staré.

Jinak je tomu v oblastech, kde brakický torton není již přítomen. Mladší zlomy S — J směru porušují zřetelně e p i g e n e t i c k y starší karpatské systémy. Tato původně vyslovená koncepce byla znovu potvrzena novými pracemi T. B u d a y e (1959) i v západní části pánve. V případě, že mladé pohyby po zlomech rozdílných směrů se k sobě kvalitativně i kvantitativně blíží nebo jsou stejné, pak mladý zlom končí na dědičném zlomu karpatském a napojuje se k němu.

Skutečnost, že v mladších stadiích výzkumu v pánvi připisovali autoři zásadní vývojovou důležitost zlomům severojižním, vyplývá ze statického hodnocení neúplných podkladů, často značně územně omezených.

Značný podíl na osvětlení tektoniky naší průzkumné oblasti má geologická interpretace reflexně seismických profilů, zvláště profilu příčného. Na tomto podkladu se jasně projevují nejen zlomy rozdílných hodnot, ale též jejich funkce. Tím vyjasňuje i celkovou posici ložiska v pánvi a připouští vyslovit názor o jeho genezi. Konečně, jak bylo úvodem řečeno, je tak podeprěna i řada pro pánvev obecně platných tektogenetických závěrů.

V příčném profilu je dominantním elementem území vysoká kra michalovská, která je omezena zlomem michalovským na JZ a zlomem zálužickým na SV. Je zde široká asi 3 km. K SZ se patrně zužuje. U Strážského, kde je již budována pestrým helvetem, má šířku asi 2 km. Podle okrajového zlomu zálužického poklesávala SV podvihorlatská pánev, podle zlomu michalovského střední kra michalovská. Oba zlomy jsou funkčně velmi důležité. Výška jejich poklesů přesahuje

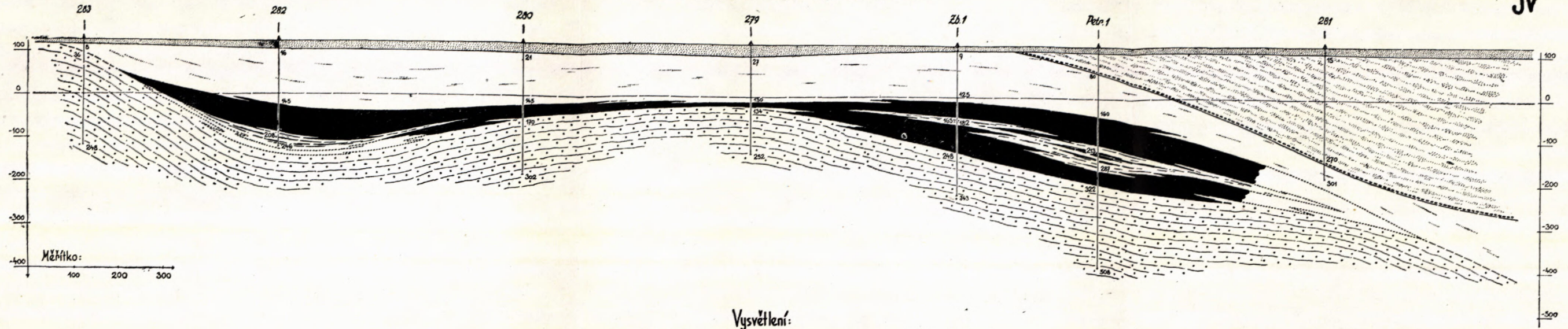


Obr. 2. Mapa reziduálních gravimetrických anomálií

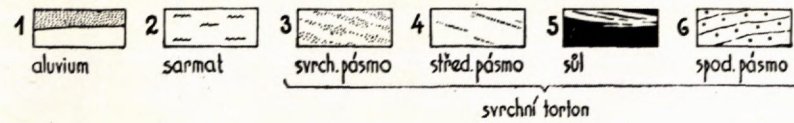
SZ

Obr. 4. Podélný geologický profil ložiskem

JV



Vysvětlení:

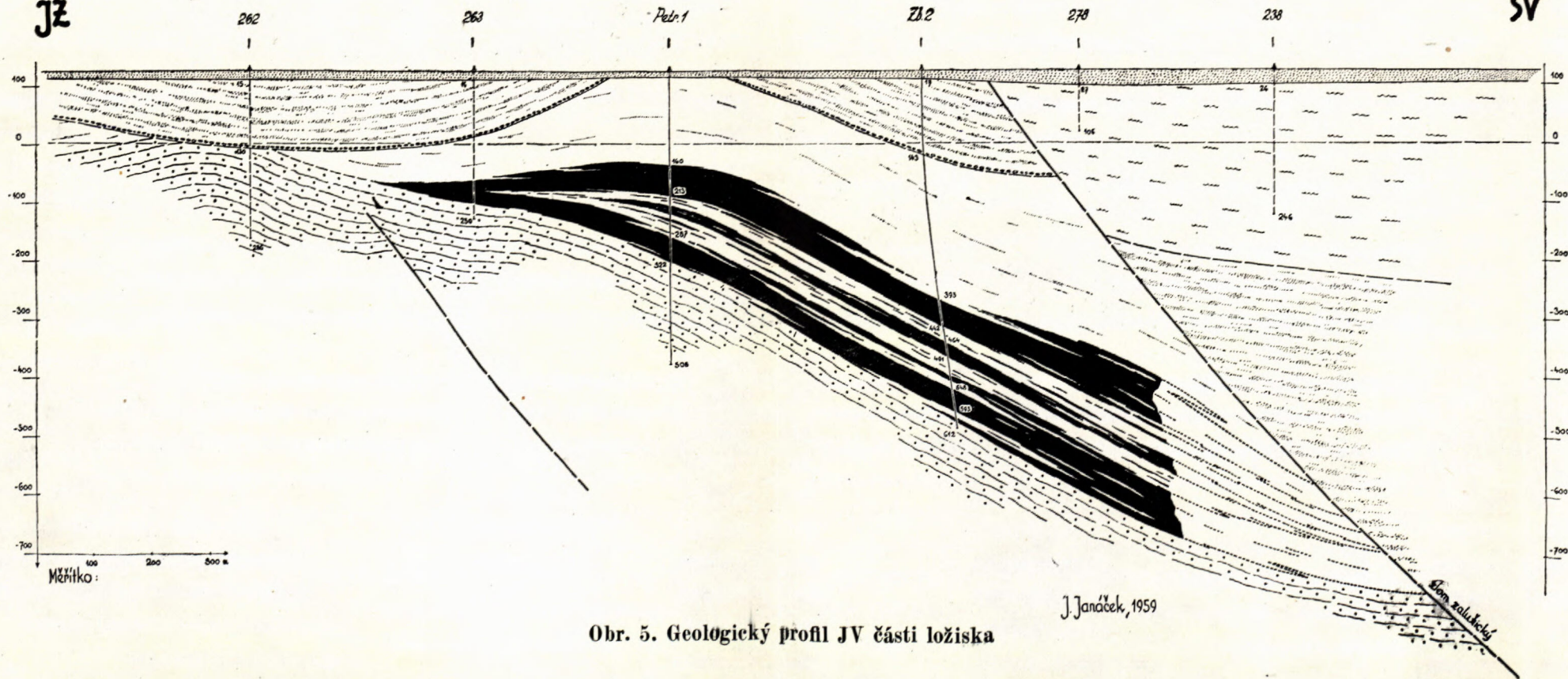


Vysvětlivky: 1 — aluvium; 2 — sarmat; 3 — svrchní zóna;
4 — střední zóna; 5 — sůl; 6 — spodní zóna (3–6 svrchní torton).

J. Janáček, 1959

JZ

SV



J. Janáček, 1959

Obr. 5. Geologický profil JV části ložiska

600 m (michalovský zlom) a více (zálužický zlom). Jsou příkladem starých karpatských poruch, po kterých se poklesné pohyby opakovaly i v mladších údobích vývoje, zvláště v době po uložení ložiska. Jak je z přílohy patrné, porušují výrazně brakický torton (svrchní pásmo).

Uvnitř vysoké kry byly interpretovány souběžné souklonné i protiklonné zlomy petrovské. Jsou typem zlomů po nichž se pohyby v brakickém tortonu již neopakovaly a neporušují tudíž toto souvrství. V souladu s tím se tedy stávají zřetelnější ve směru do stoupání vrstev, t. j. k SZ. Skutečně též v oblasti Strážského byla na povrchu v příčném řezu přes vysokou helvetskou kru, identifikovaná úzká, střední, vkleslá tortonská kra.

Z těchto tektonických pozorování a paleogeografických úvah genese ložiska, vyplývají významné závěry o přesnější časové lokaci funkce zálužického, michaloveckého a toplanského zlomu (viz dále).

Poznámky k paleogeografii

K paleogeografii pánve nepřináší průzkum území nových poznatků. Nicméně je uvedeme v přehledu.

Jak naznačují přirozené odkryvy a vrtní zjištění pestrého helvetu v blízkém sousedním okolí ve všech směrech, byla v té době naše oblast součástí helvetské sedimentační pánve. To konečně též dokazuje seismogeologický řez. Po uložení spodního tortonu a jeho patrně silné denudaci, transgreduje svrchní torton spodním oddílem. Zdá se, svrchnotortonská transgrese měla povahu velmi pomalého ingresivního pronikání moře do pevniny.

Ke konci období spodního pásma dochází ke stagnaci vývoje pánve a její celkové degradaci. Regrese ke konci pásma aglutinujících foraminifer je v karpatské zjevem regionálním. Za sníženého přítoku vody a zvýšeného odpařování dosáhla a překročila zde koncentrace soli v roztoku bod nasycení. Sedimentace soli probíhala buď v široké pánvi, kde došlo k uložení solného souvrství méně mocného, avšak plošně rozsáhlého. Druhým typem, což je náš případ, se sůl ukládá patrně v malých, značně územně omezených pánvičkách, často však ve značné mocnosti.

Na vertikálním řezu ložiskem vidíme, že během ukládání ložiska soli došlo k přerušení sedimentace, vyjádřené pelitickými polohami. Zakončení solné sedimentace je ostré a značí příliv nové vody na počátku sedimentace středního pásma bulimino-bolivinového.

Rozsah solné pánvičky u Zbudze není dosud přesně omezen. Na JZ a SZ jej určují sondy, kde solná série je zastoupena pouze sádrovcovým obzorem, příp. stratigraficky ekvivalentními světlozelenavěšedými vápnitými jíly o mocnosti až 200 m.

Na JV a SV ukončení solné sedimentace není vůbec známo. Je možné, že pánve

pokračuje na území podvihorlatské pánve. V tom případě může ložisko u Zbudzy být pouze čockovitým výběžkem rozsáhlejšího, dosud nepoznaného ložiska. Avšak i taková možnost nepředpokládá ložisko zcela souvislé, nýbrž značně členěné. V podvihorlatské pánvi známe totiž oblasti, kde bylo sondami prokázáno, že uhlonosný sarmat transgreduje přímo na pestrý helvet.

Po uložení středního pásma dochází k značně intenzivním tektonickým pohybům a obnažení povrchu. Záhy však transgreduje na velmi členitý starý povrch brakický torton. Jeho transgrese je tu velmi výraznou a počíná 5–15 m mocným basálním šterkem nebo pískem. Avšak ještě 30–50 m mocné nadložní souvrství s písky a pískovci má vysloveně jako celek transgresivní povahu.

Transgrese svrchního pásma zastírá starou tektoniku v místech, kde nedochází k obnově pohybů na zlomech. Intenzivní a často detailní členitost starého povrchu, byla v prvních stadiích průzkumu často příčinou chybné tektonické interpretace. Sondy, které nedovrtaly do basálního šterku, se považovaly za sondy pokleslých ker, t. j. určoval se jimi zlom. Teprve hluboké vrty vyjasnily skutečné poměry.

V nadloží brakického tortonu transgreduje spodní pestrý sarmat, avšak již mimo naše území, v oblasti pozdišovské a podvihorlatské.

Historie objevu ložiska a provedené práce

Nálezem solného ložiska ve svrchním mořském tortonu u Albínova v r. 1957 (J. Janáček, 1958, 1959) byla vyřešena dlouholetá diskuse o možnosti výskytu soli v neogénu severotiské nížiny, východně Prešovsko-Slánských hor. Byla zde stanovena stratigrafická poloha soli, zjištěna mocnost solné vrstvy, vysloveny názory o podmínkách genese ložiska a jeho vývoji. Byly určeny též hlavní směrnice dalšího průzkumu na ekonomicky dobývateľná ložiska soli.

Stěžejným úkolem průzkumu bylo nalézt vhodná místa, kde se uložilo solné ložisko ve značné mocnosti a v malé hloubce. Zvážením všech důležitých kriterií a zhodnocením výsledků základního průzkumu, jevil se nejvýhodnější oblastí pro sondáž široký územní pruh vysokých ker, meziker a pokleslých ker při močaransko-toplanském zlomovém systému. V SZ výběžku pánve vystupuje v něm k povrchu souvrství mořského tortonu. V tomto pruhu byly určeny dvě užší perspektivní oblasti: oblast Sol, při úpatí Prešovsko-Slánských hor a širší oblast Michalovce—Lesné.

Zatím co v oblasti Sol nepřinesl průzkum dosud pozitivní výsledky, byly u Michalovců vyhledávací práce úspěšné. Na tomto úseku se najaře r. 1959 prováděl stratigrafický a strukturní průzkum na živice.

Při mělké vrtní sondáži na michalovské východní vysoké kře se zjistilo, že ve vysoké strukturní poloze je tu odkryta spodní část středního pásma svrchního tortonu, která je faunisticky ochuzena, hlouběji až sterilní. Byl tu tedy oprávněný předpoklad možnosti navrtání solného ložiska v příznivé, přístupné hloubce.

Nálezna sonda Petrovce 1, byla situovaná 500 m JJV od jižního okraje obce Zbudza, při silnici do Michalovců.* Po převrtání 3 m mocného pokryvu kvarterních hlín, pronikla sonda do šedých vápnných jílu basální části středního pásma svrchního tortonu, s ochuzenou mikrofaunou společenstva bulimino-bolivinového, která do hloubky 160,40 m úplně vymizela. Od hl. 160,40 m až do hl. 322,0 m prošla sonda solnou serií basálního pásma. V ní je zastoupena čistá sůl s řídkými konkrercemi anhydritu v intervalu 160,40–213,0 m a 287,0 až 322,0 m. Mezivrstvy v hloubce 213,0–278,0 m tvoří polohy slaného vápnného jílu, vápnný jíl s vložkami a proplástky soli a polohy soli s proplástky a vložkami vápnného jílu. Podloží solného ložiska tvoří šedé vápnné jily basálního pásma aglutinujících foraminifer, které je přímo pod ložiskem faunisticky sterilním.

Kromě nálezné vrty Petrovce 1 bylo v rámci koordinovaného strukturního průzkumu odvrtno dalších 7 pozitivních úzkoprůměrových sond (s. 240, 277, 279, 280, 282, 284, 286). Dvě sondy nebyly do ložiska dovrtny (s. 264, 281). Kromě toho se odvrty 4 ohraničující negativní sondy. Tím byla vrtní sondáž ukončena, neboť současně splnila úkoly stanovené pro průzkum živič.

Ze získaných výsledků vycházel již speciální průzkum na sůl, který plynule navazoval na strukturní sondáž. Proveden byl již širokoprůměrovými sondami na jádro. Do konce r. 1959 se odvrty dvě sondy (Zbudza 1, 2) a jedna je t. č. ve vrtání (Zbudza 3).

Pro účely komplexního zpracování byla vrtní sondáž doplněna povrchovým průzkumem hydrogeochemickým, podrobným měřením gravimetrickým a profilovým průzkumem reflexně-seismickým. Na rozdíl od staršího orientačního gravimetrického měření, které zde nejví žádných tíhových indikací (J. I b e r m a j e r, 1954), přinesl nový průzkum setinným gravimetrem pozoruhodné výsledky. Zvláště zajímavé výsledky se získaly vyhodnocením měření metodou druhé derivace tíže. Rozsáhlá tíhová deprese, v jejíž středu se nalézá obec Zbudza, s lokálními pozitivními anomáliemi, je vodítkem pozoruhodným (viz příloha). Není vyloučeno, že téměř uzavřená, výrazná deprese, kterou ohraničují isolinie nulové hodnoty, může indikovat solné těleso, neboť specifická váha soli (2,1 g) ve srovnání s vahou okolní horniny (prům. 2,7 g) je značně nižší. V tom případě by i tvar anomálie mohl být hrubým indikátorem tvaru a rozšíření solného tělesa. Je zajímavé, že poslední výsledky vrtního průzkumu (Zbudza 2) tuto možnost potvrzují.

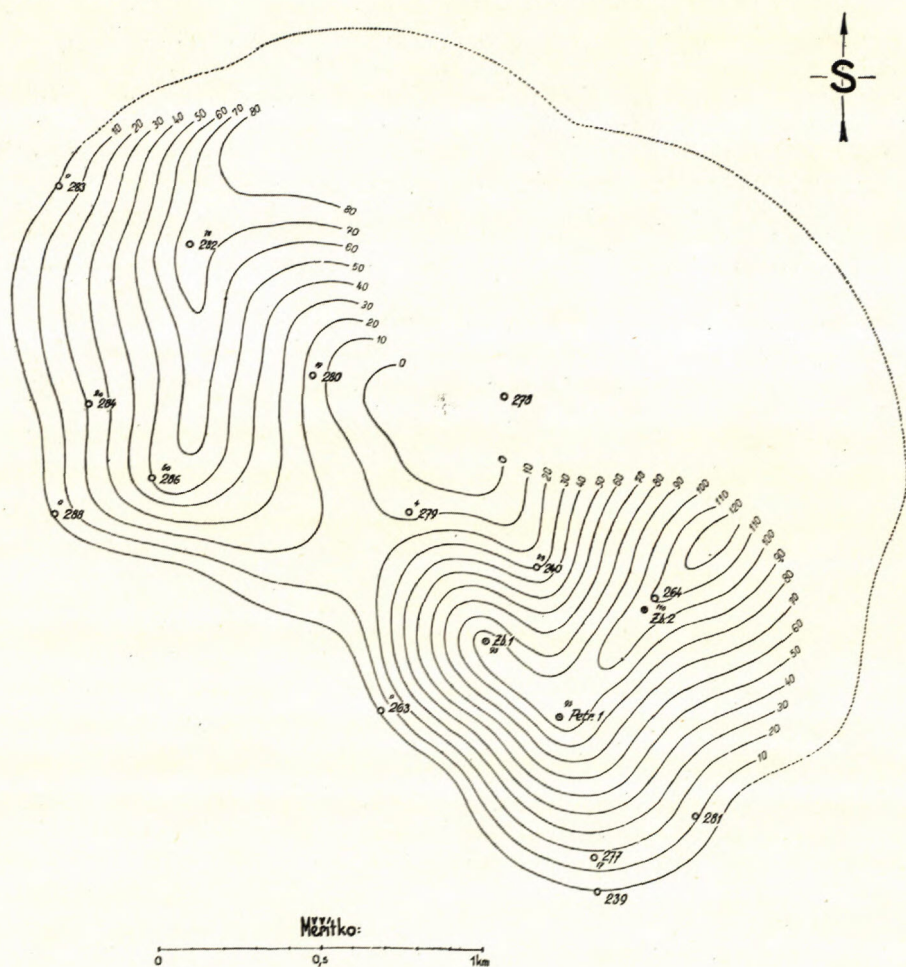
K upřesnění konstrukce v hloubce se použilo reflexně-seismického profilového materiálu. Zvláště příčný profil, vedený ve směru JZ–SV přes vrty Petrovce 1 a Zbudza 2. se vyznačuje bohatými odrazovými ploškami, a to ještě v tak malé hloubce, kde se uložilo ložisko. Naproti tomu podélný řez má odrazových plošek podstatně méně.

Příčný profil JZ–SV směru, velmi názorně osvětluje stavbu v příčném směru na směr karpatký a naznačuje velmi pravděpodobnou možnost narůstání mocnosti ložiska do hloubky a jeho rozlohu. Při tom nadále zůstává zcela nevyřešenou otázka jeho pokračování v pokleslé kře podvihorlatské.

Velmi zajímavou je otázka, proč ložisko tak význačně mocnosti i rozsahu a nehlubokého uložení zůstalo prakticky až do současné doby neznámým. Příčinu lze spatřovati v tom, že michalovské solné ložisko má jen nepatrné přirozené, zjevné hydrogeochemické indikace. Sůl je uložena na mocných pelitických sedimentech spodního pásma. Rovněž její mocné nadloží vápnných jílu středního pásma nemá ani jediný zvodnělý písčité obzor. Další příčinou je též vysoká strukturní poloha ložiska. Vodní režimy, jsou-li zde vody v uvažovaném vrstevním intervalu vůbec

* V první polovině měsíce května 1959.

přítomny, jsou pro vznik výstupných indikujících vývěřů velmi nepříznivé. Malé množství slané vody pak nevystupuje přímo na povrch, nýbrž pod štěrkopísčitém náplavem řeky Laborce, které tu dosahují mocnosti až 30 m. Proudem aluviální vody jsou však vodní indikace solného ložiska rozmyty a zastřeny.



O b r . 3. Mapa mocnosti čisté soli.

Proto geochemické indikace, které zde byly zjištěny na př. v Petrovcích a ve Zbudze jsou velmi slabé. Podíl chloridu sodného ve vodě je tak nepatrně zvýšen, že při normálním postupu výzkumu by se těmto vodám sotva věnovala pozornost.

Úložné poměry, vznik a vývoj ložiska

Vznik solného ložiska ve spodní mořské sérii svrchního tortonu neogénu východního Slovenska není projevem specifického vývoje této pánve. V Karpatech i v Karpatké předhlubni, v terminální fázi spodního pásma svrchního tortonu, sádrovec nebo kamenná sůl se ukládají regionálně. Celková tendence k deposici chemických sedimentů je dána regresním charakterem spodního pásma (J. Janáček 1959, T. Buda y 1959). Přitom na stupeň i ráz přirozené evaporace a ukládání solných sedimentů v různých pánvích a zálivech měly značný vliv lokální paleogeografické a paleoklimatické poměry. V řadě oblastí, na př. v čelní hlubině na Opavsku (I. Cicha, 1958, 1959), končí proces vylučování prvním členem t. j. sádrovcem. Jinde se ukládají ložiska soli.

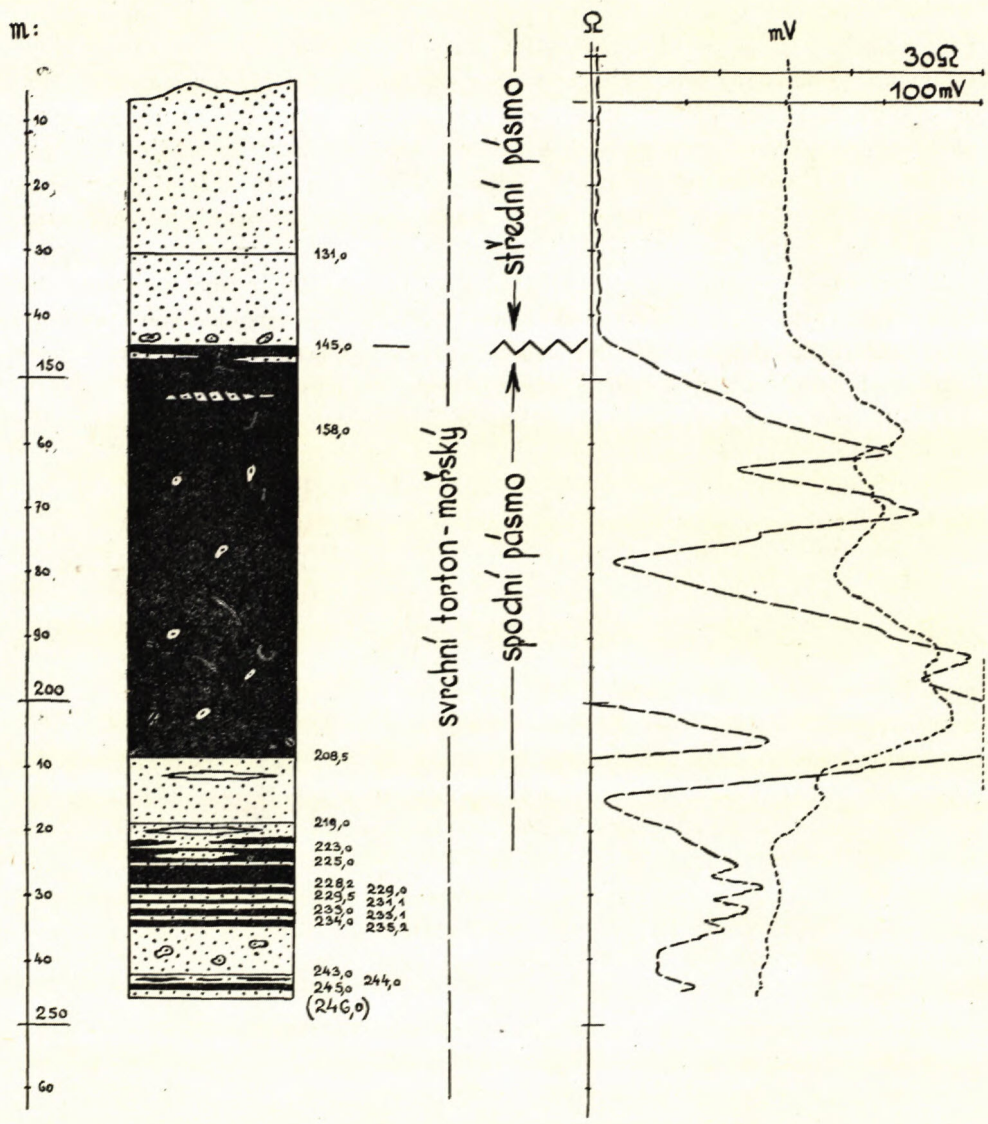
Regresivní ráz sedimentace terminálního údobí spodního pásma svrchního tortonu v celé karpatské i předkarpatské oblasti, připouští předpoklad solné sedimentace nejen v malých, ale též i ve velkých pánevních areálech. V prvním případě budou sedimentovat plošně značně omezené, zato však často mocné čočky a složená čočkovitá tělesa. Naproti tomu při sedimentaci v širších pánvích se ukládá méně mocné, avšak rozsáhlé vrstevní ložisko.

Tyto poměry byly prokázány v tortonu východně Prešovsko-Slánských hor. Vrstevní ložisko o značné rozloze bylo zjištěno uvnitř pánve u Albínova (J. Janáček, 1958). Ložisko o význačné mocnosti, avšak patrně prostorově značně omezené, se uložilo při SV okraji pánve.

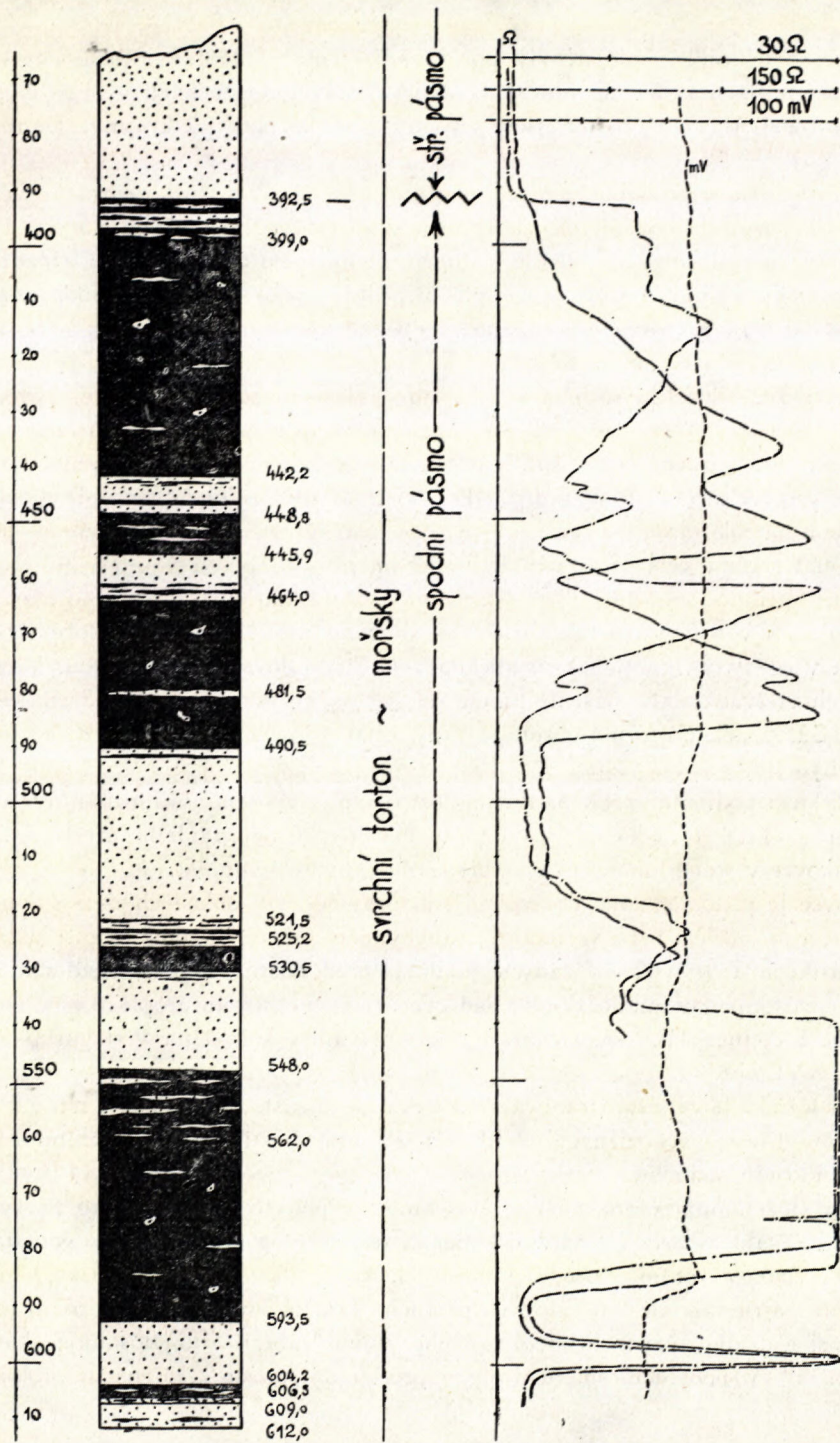
Solné ložisko u Michalovců (Zbudza) se nalézá na vysoké kře michalovecké. Tato skutečnost, zdánlivě nelogická, nemá nic společného s jeho sedimentací. Ta nepochybně probíhala v depresi. Tvar ložiskového tělesa je poněkud protáhlý a jeho delší osa má karpatský směr. Protáhlý tvar ložiska může být odrazem sedimentace v protáhlé pánvičce nebo laguně. Takový tvar solné pánvičky však je přímo ovlivněn směrnou karpatskou tektonikou tortonské pánve. Podélný tvar ložiska by nám tedy dokumentoval stavbu pánve karpatského směru a tím i nejdůležitější směr pravděpodobné sedimentace podobných ložisek.

Zhruba vysledované a vykreslené okrajové zlomy michalovský a zálužický, jsou staré karpatské poruchy. Již samotný vznik ložiska napovídá, že v době jeho sedimentace nemohly být tyto zlomy v činnosti. Teprve po uložení ložiska se obnovují poklesné pohyby, a to hlavně ve spojitosti s poklesáváním podvihorlatské pánve. Současně též vznikají další, méně významné poruchy. Tyto poklesy však nejsou v nijaké závislosti na existenci ložiska. To dokazuje na př. ta skutečnost, že zálužický zlom i zlom petrovský probíhají ve stejném směru a se stejnou funkcí dále k SZ i k JV mimo oblast ložiska.

Sekundárními bočními tlaky při poklesných pohybech hlubších ker bylo atakováno i ložisko při současném vzniku přesmykové mikrotektoniky (tab. XVI, obr. 1.). Intensivní horizontální tlaky, které by vedly ke vzniku dia-



O b r. 6. Schematický litologický průřez sondou 282.



O b r. 7. Schematický litologický průřez sondou Zbudza 2.

pirové solné tektoniky, zde nebyly pozorovány. Toto zjištění by dokumentovalo neexistenci horizontálních tektonických pohybů svrchnotortonických v naší oblasti. Solné pně, patrně stejného stáří jsou popsány ze Zakarpatské Ukrajiny (Danilovskaja, Záluž).

Na vývoj ložiska po dobu jeho sedimentace je možno uvažovat ze změny vertikálního i horizontálního litologického profilu a ze změny chemického složení. Proměny, stavy a podmínky chemismu sedimentujícího prostředí vyplynou z podrobných chemických analys suroviny v úplném profilu ložiska. Z orientačních analys suroviny na vrtbě Petrovce 1 je možno předběžně upozornit na vysoké % obsahu NaCl a prakticky nepřítomnost MgCl_2 .

Ve vertikálním profilu solným souvrstvím, zvláště u sond s mocným vývojem ložiska (Petrovce 1, Zbudza 1, 2) je možno pozorovat údobí nepřerušené solné sedimentace, zastoupené čistou solí a údobí přerušovaného, proplástkového vývoje ukládání soli, ve střední části profilu. Poněvadž se zdá, že obzory proplástkového vývoje jsou na celé ploše ložiska souvislé, jsou patrně výsledkem sedimentace pelického materiálu v celé solné pánvičce. Během přínosu pelitů v intervalu přerušované sedimentace soli, došlo k podstatnému snížení koncentrace solného roztoku. Sůl se uložila v hrubě krystalické až krystalované formě. Po svém uložení bylo stmelena v celistvou hmotu s krystalickou nebo krystalovanou strukturou. V čiré, v hrubých vrstvách slabě našedlé hmotě soli lze velmi dobře vidět až 3 cm velké krychle. Sůl v „čisté“ formě obsahuje vždy větší či menší množství zrn až korecí anhydritu.

Na styku s podložím nebo nadložím, příp. s mezivrstvou jsou přítomny sedimentární solné brekcie. Jsou to značně hrubé, nepravidelné útržky pelitu nebo pískovce v solné hmotě, které tvoří spolu celistvý sediment.

Sádrovec je přítomen jako ekvivalent soli pravidelně v oblastech, kde sůl není vyvinuta, a to v celém nebo vertikálně redukovaném profilu. Kromě toho se ukládá v proplástkách a vrstvičkách vždy v podloží, před nástupem solné sedimentace. Méně je zastoupen v nadloží soli. Sádrovec tvoří nejčastěji proplásky a tenké vložky se zřetelně vláknitou strukturou, orientovanou kolmo na vrstevní plochu (viz tab. XVI, obr. 2).

Uvnitř ložiska je vápnito-síranová složka evaporitu zastoupena vždy a n h y d r i t e m. Tato diferenciacie různých modifikací je v souvislosti s koncentračními stavy roztoku chloridu sodného.

Tvar a složení ložiska naznačuje, že tektonické pohyby, které ložisko po svém uložení prodělalo, nebyly intenzivní. Omezují se pouze na poklesy, které geneticky souvisejí s poklesáváním sousedních hlubších ker, zvláště podvihorlatské pánve. Jsou dobře patrné hlavně v okrajových partiích. Zvláště severovýchodní okraj jižní části ložiska, podle významného okrajového zlomu zálužického, dosahuje sklonu více než 35° . V podélném směru došlo naproti tomu pouze k mírnému pronutí ložiska.

SONDA PETROVCE I

Poř. číslo	Hloubka m	Chemická analýza %								Spektrální analýza: složka		
		NaCl	CaCl ₂	MgCl ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	Na ₂ SO ₄	Jíl-písek	vlhkost	hlavní	vedlejší	stopová
1	162	94,16	1,46	0,39	2,43	—	—	0,28	0,1	Na	Ca, Mg, K, Si	Sr, Ba, Al, Fe, Cu
2	170	88,66	2,14	0,27	2,23	—	—	5,23	0,06	Na	Ca, Si, Mg, K, Fe	Sr, Ba, Mn, Al, Cu
3	175	93,03	1,34	0,43	2,14	—	—	2,14	0,04	Na	Ca, Mg, Si, K, Sr, Fe	Ba, Al, Cu, Mn
4	180	95,86	0,92	0,27	1,25	—	—	—	0,04	Na	Ca, Mg, Si, Ba, K	Sr, Al, Cu, Fe
5	185	91,80	2,11	0,47	2,07	—	—	1,56	0,04	Na	Ca, Si, Mg, K	Cu, Fe, Al, Ba, Sp
6	190	92,60	1,21	0,16	3,82	—	—	1,51	0,02	Na	Ca, Si, Mg, K	Mn, Fe, Cu, Al, Sr, Ba
7	195	96,45	1,47	0,20	1,11	—	—	0,50	0,06	Na	Ca, Mg, K	Sr, Ba, Al, Fe, Si
8	200	94,55	2,71	0,20	2,15	—	—	—	0,06	Na	Ca, Si, Mg, K	Mn, Fe, Al, Sr, Ba
9	205	89,13	2,66	0,12	4,90	—	—	1,53	0,02	Na	Ca, Al, Mg, Si, K	Sr, Ba, Cu, Ti, Fe, Mn
10	210	85,04	0,14	0,12	3,39	—	—	10,77	0,16	Na, Ca	Fe, Si, Mg, K	Ba, Sr, Al, Cu, Mn
11	215	61,00	—	0,40	21,97	0,24	—	14,81	0,59	Na, Ca	Sr, Al, Fe, Mg, Si, K	Ba, Cu, Ti, Mn
12	220	23,70	—	—	10,22	1,48	2,31	61,20	0,18	Na, Ca	Al, Fe, Mg, Si, K	Sr, Ba, Cu, Ti, Mn, B
13	225	78,40	5,85	0,04	8,00	—	—	6,25	0,03	Na, Ca	Sr, Al, Fe, Mg, Si, K	Ba, Cu, Ti, Mn
14	230	69,08	0,27	0,07	2,68	—	—	26,58	0,45	Na, Ca	Sr, Al, Si, Mg, K	Ba, Cu, Mn
15	236	89,91	0,35	0,16	2,13	—	—	6,46	0,10	Na	Ca, Fe, Si, Mg, K	Ba, Sr, Al, Cu, Mn
16	246	88,72	2,04	0,16	0,95	—	—	7,19	0,02	Na	Ca, Fe, Mg, K	Sr, Ba, Al, Cu, Mn, Si
17	250	95,27	0,76	0,20	0,56	—	—	2,10	0,07	Na	Ca, Al, Fe, Mg, Si, K	Ba, Cu, Mn, Ti
18	276	89,44	0,80	0,08	6,86	—	—	2,59	0,03	Na	Ca, Al, Mg, Si, K	Al, Fe, Mn
19	290	95,65	—	—	1,56	0,10	0,24	1,73	—	Na	Ca, K, Si, Mg	Ba, Sr, Al, Cu, Fe
20	295	96,70	0,49	0,16	2,33	—	—	—	0,08	Na	Ca, Mg, K	Sr, Ba, Cu, Al, Si
21	300	96,43	0,11	0,20	2,17	—	—	0,83	0,09	Na	Ca, Mg, K	Sr, Al, Si
22	305	97,41	0,45	0,08	0,85	—	—	0,75	0,07	Na	Ca, K, Mg, Si	Ba, Sr, Al, Cu, Fe, Si
23	310	95,30	0,17	0,04	2,70	—	—	0,76	0,09	Na	Ca, Mg, K	Sr, Ba, Al, Cu, Fe, Si
24	315	96,15	—	0,04	2,62	0,05	—	0,18	0,09	Na	Ca, Mg, K	Si, Fe, Al, Cu, Sr, Ba
25	320	96,35	—	—	2,58	0,15	0,17	—	0,08	Na	Ca, Mg, K	Sr, Ba, Al, Cu, Fe, Si

V příčném řezu, nápadně do pánve skloněný, téměř kapkovitý tvar ložiska může naznačovat, že při jeho vývoji se mohly aspoň do určité míry uplatnit podmořské sesuvné pohyby solné hmoty. To prokáže podrobný průzkum ložiska. V kladném případě nebude možno patrně prokázat původní vodorovné, resp. mírně ukloněné vrstvení soli dokumentované především intraložiskovými polohami vápnitých jíílů. Proti koncepci působení podmořských sesuvů je možno ukázat na přítomnost velkých krychlových krystalů soli, jejichž růst předpokládá mimo jiné též absolutně klidné prostředí vylučování.

Morfologie ložiska

V předběžné zprávě o nález ložiska (J. Janáček, 1959) byl na podkladě výsledků 3 sond vysloven názor, že je to ložisko vrstevní s lokálně proměnnou mocností a vývojem, dislokované na menší kry. Současně se nevyklučovala ani možnost, že jde o čočkovité těleso diapirového typu, s tektonicky zvětšenou mocností. Výsledky provedeného orientačního průzkumu opravují a zpřesňují poznatky o ložisku, byť i ne s definitivní platností. Podle výsledku současného výzkumu (do konce listopadu 1959), ložisko u Michalovců má na prozkoumané ploše tvar zdvojeného čočkovitého tělesa o značné mocnosti a dosud neznámé rozloze k SV. Delší osa prozkoumané části má směr SZ—JV. Kratší severní osa je téměř směru S—J, kdežto příčná osa jižního dílu směřuje od JZ k SV. Délka ložiska je téměř 3 km, příčný rozměr není dosud zjištěn. Největší mocnost solného ložiska byla dosud zjištěna vrtbou Zbudza 2 a činí 206 m. Abstrahujeme-li poměry na okraji, kde se ložisko vyklínuje, má nejmenší mocnost na vrtním bodě s. 279 (4 m). Je to střední část ložiska, v místě strukturní, pravděpodobně primární vrcholové redukce solné vrstvy. Poněvadž v těchto místech jsou průzkumné sondy odvrtny ve značně velkých vzdálenostech od sebe, nelze bezpečně říci, zda tu též nedochází k úplné izolaci dvou samostatných čoček. Vyklínění čočky se jeví v příčných řezech ve směru k JZ. Tato skutečnost připouštěla zprvu mylný názor, zda redukce není způsobena tektonicky. Teprve podrobným průzkumem se poznalo, že vyklínění solného ložiska je stratigrafické a že tudíž tvar solné čočky je normální.

Z nejnovějších výsledků vrtby Zbudza 2 a podle zhodnocení nedovrtné průzkumné sondy 281, jakož i v souladu s výsledkem seismického průzkumu nelze vyloučit, že ložisko pokračuje kontinuitně ve směru k JV, avšak zvláště k SV, a to do značné vzdálenosti od dnes známého ohraničení. Jestliže tato možnost bude průzkumem prokázána, pak není vyloučeno, že ložisko má sice tvar čočkovitý, avšak daleko větších rozměrů než je dnes známo. V krajním případě nemusí být ložisko ani samostatným tělesem, nýbrž jen čočkovitý výběžek rozsáhlého, dosud nepoznaného vrstevního ložiska pánevního. Jeho existenci nutno hledat ve směru k SV.

Hydrogeologické poměry ložiskové oblasti s hlediska dobývání suroviny je možno označit za velmi příznivé. S hlediska vlastních účelových požadavků hydrogeologie je tedy jejich ohodnocení opačné. S výjimkou aluviálních vod kvarterních, nebyly při průzkumu ložiska zjištěny žádné závažné okolnosti, na které by bylo třeba zvlášť upozornit. Je to jedním z důležitých zjištění průzkumu, které značně zvyšují cenu ložiska. Přesto, že speciální ani orientační hydrogeologický průzkum nebyl proveden, lze uvést některá závažná hydrogeologická pozorování a zjištění, důležitá pro celkovou orientaci a zvláště pak pro stanovení směru a úkolu hydrogeologického průzkumu ložiska.

Kvarterní vody, se kterými se zde setkáváme, jsou vody aluviální, které zvodňují naplavené písky a štěrky řeky Laborce. Mocnost štěrku je dosti měnlivá v rozmezí 10–30 m a zvětšuje se v přirozeném úpadu, t. j. ve směru k řece. Štěrkopískový náplav je kryt aluviálními hlínami. V oblasti ložiska vytváří širokou rovinu nížiny, která směrem k jihu souvisí s velkou nížinou potiskou.

Aluviální náplavy Laborce jsou na západním břehu řeky společně tvořeny říčkou Dušou, která protéká ve směru od severu k jihu. Více než $\frac{1}{2}$ plochy ložiska, hlavně jeho SZ část, je překryta aluviem. Samotná řeka Laborec meandrovitě protéká v tomto cípu rovněž přes ložisko. Ve vertikálním ani horizontálním profilu není vrstvení aluviálních sedimentů jednotné. Vrstvy různorodného štěrku se střídají a laterálně přecházejí do hrubých až jemných písků. Poměrně řídké jsou zastoupeny vrstvy štěrků hrubých. Kromě toho je v píscích i štěrcích často přítomna jílovitá, slínitá a slínito-hlinitá příměs, která je hojnější k povrchu. Tyto přehledně uvedené poměry ovlivňují přirozeně značnou měrou vlastnosti vody aluviálního obzoru.

Dokonale nepropustné podloží svrchního zvodnělého obzoru tvoří středně zpevnělé pelity středního pásma svrchního tortonu. Vrtním průzkumem se zjistilo, že svrchní rozbředlá vrstva podloží nepřesahuje prakticky nikde mocnosti 6 m.

V JV části ložiska tvoří podklad aluvia vápnité jíly svrchního pásma, které jsou proloženy písky a pískovci. Zde již existuje pravděpodobně infiltrace aluviální vody do porézních písčitých obzorů podloží. Příznivou okolností je však čůčkovitý vývoj písků a pískovců, které mimo to jsou pravidelně značně slínité. To znamená, že režimy vod těchto čůčkovitých obzorů jsou většinou samostatné a vzájemně spolu nesouvisejí.

Pravé spodní vody jsou zde zastoupeny vodami uvedených porézních obzorů a čůček svrchního pásma svrchního tortonu, a to v jihovýchodní části vysoké kry a na pokleslé kře. Jsou to jednak infiltrované sladké vody z nadložního aluvia, jednak mineralisované, metamorfované vody hlubinné. Sladké vody zvodňují obzory svrchní. Mineralisované vody jsou vázané na hlubší partie, zvláště pak v pokleslých krách.

Porézní zvodnělé obzory hlubinných vod v mořských pelitech tortonu nebyly

vrtním průzkumem zkoumány. Podloží i nadloží ložiska je budováno převážně monotonními pelity, a to až do největší zjištěné hloubky 612 m (Zbudza 2). Není však pochyby o tom, že detritická série tufitů a tufitických pískovců, která je tu nejhlubším zjištěným souvrstvím, je zvodnělá. Tak jako v jiných zkoumaných částech pánve, zvláště v sousední oblasti pozdišovsko-michalovské, jsou její vody silně mineralisované, metamorfované a jsou živičného typu. S hlediska problematiky exploitace solného ložiska však tyto vody není třeba brát v úvahu.

Přítomnost dislokačních vod nebyla v průzkumném území pozorována. Lze však připustit námitku, že dislokační vody v prostoru ložiska nejsou vyloučeny, neboť příslušný průzkum proveden nebyl. Mechanika poklesných dislokací ne zcela zpevněných sedimentů však vylučuje vznik zlomů a puklin otevřených, netěsnících. Ani jednu z uvedených úvah nelze však přijmout bez výjimky za platné pravidlo. Prakticky to znamená, že uvedený problém je třeba hydrogeologickým průzkumem bezpečně podepřít nebo vyvrátit.

Hlubinné vody v event. přítomném basálním detritu na ploše diskordance, mezi brakickým a mořským tortonem, nebyly rovněž studovány. Jako v předchozím případě vod dislokačních, platí i zde nutnost takovou možnost prověřit.

Pokud se týká samotného ložiska, nebyl v tomto hloubkovém intervalu rovněž proveden žádný speciálně zaměřený průzkum. Byla však získána data o tom, že ložisko je patrně zcela bezvodé, suché. Je to předně čočkový, v horizontálních směrech omezený tvar ložiska, nepropustné nadloží i podloží. Hlavní oporou uvedeného názoru jsou však výsledky elektrokarotážního měření v hloubkovém úseku ložiska. Na všech sondách je solná vrstva indikována vysokou hodnotou odporové křivky a prakticky nulovou porositou. V případě přítomnosti vody by sůl jako elektrolit zvýšení odporu nejevila.

Pokud se týká režimu hlubinných vod můžeme na podkladě poznatků z hlubinných průzkumných sond v okolí říci, že tlaky vod těchto obzorů jsou *statické* a menší než *statické*. Větší než hydrostatické tlaky hlubinných vod nebyly v průzkumné oblasti dosud pozorovány.

Plynonosnost souvrství nebyla orientačním průzkumem řešena. Nelze však vyloučit přítomnost menších plynových akumulací ve vrcholové části hřbetní elevace, v případě, že by zde byly vyvinuty porézní čočkovité útvary. Vrcholová část hřbetní elevace se přibližně kryje se středem dnes známého ložiskového tělesa.

Závěr

Nález solného ložiska u Michalovců je novým výsledkem systematického a komplexně prováděného geologického průzkumu oblasti východoslovenského neogénu, východně Prešovsko-Slánských hor.

Výsledky průzkumu lze v přehledu shrnout takto: Byla poznána stratigrafie, tektonika ložiska, studována jeho paleogeografie, podmínky genese a vyslo-

veny předpoklady nálezu dalších podobných ložisek v pánvi. Naproti tomu některá důležitá paleogeografická hodnocení neznáme. Žádoucím poznatkem by byl přehled o tvaru starého spodnotortonského povrchu, který by vnesl značně jasno do zákonitosti výskytu izolovaných solných ložisek při okraji pánve. Výsledky dosud provedeného průzkumu nedovolují vykonstruovat pokračování ložiska ve směru k JV a SV, zvláště do pokleslé kry.

V současné době lze stanovit pro rozšiřující průzkum tyto prvořadě úkoly:

1. Dvěma příčnými profily sond ve směru k SV od sondy Zbudza 2 a nedovrtané (?) sondy s. 282 prověřit pokračování ložiska, jeho vývoj a uložení.
2. Sondami ve směru k JV od nedovrtané sondy s. 281 zjistit pokračování nebo omezení ložiska ve směru karpatském.

Závažné jsou úkoly průzkumu hydrogeologického, doplněného vyšetřením plynonosnosti. Za současné situace prozkoumanosti ložiska jeví se nutné řešit tyto hydrogeologické problémy: průzkum aluviálních vod sedimentů Laborce, dislokačních vod na zlomech, zvodnění detritu na plochách diskordance, vodních obzorů nadloží a podloží ložiska, i vodních poměrů vlastního ložiska a průzkum vodních obzorů brakického tortonu pokleslé kry podvihorlatské. Plynonosnost ložiska je třeba řešit vrcholovou vrtbou.

Rozloha solného ložiska, jeho příznivý vývoj a mělké uložení pod povrchem, vhodné podmínky hydrogeologické i jinak příznivá geologická situace ložiska, dává předpoklady pro ekonomickou otvírku a těžbu suroviny důlním dílem.

15. prosince 1959.

Čs. naftové doly, n. p.
Michalovce.

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1946: Solné ložisko východního Slovenska. Almanach vých. Slovenska 1948—1949. Košice. — [2] Andrusov D., 1949: Zpráva o výskume ložísk nerastných surovin na Slovensku v r. 1946 atď. Práce SGÚ 20, Bratislava. — [3] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro mineralogii a geologii č. 4. Praha. — [4] Buday T., 1959: Výroční zpráva o geologickém výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR, za rok 1958 (list Košice). Rukopisná zpráva. Archiv ÚÚG Praha. — [5] Buday T. — Čícha J., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geol. práce, Zoš. 43. Bratislava. — [6] Čícha I., 1959: Poznámky k možnosti rozšíření ložisek nerostných solí mezi Opavou a Hlučínem. Geologický průzkum. Sešit č. 5. Praha. — [7] Homola V., 1953: Přehled geologických poměrů východního Slovenska. Rukopisná zpráva. Archiv Nerudného průzkumu, n. p. Brno. — [8] Homola V., 1954: Geologie východoslovenské neogénní pánve. Rukopisná zpráva. Archiv Čsl. naftových dolů, n. p. Hodonín. — [9] Ivanov A., 1953: Osnovi geologii i metodika poiskov razvėdki i ocenki mestoroždėnii mineralnich solej. Gos. izd. geol. lit. Moskva 1953. — [10] IBERMAJER J., 1954: Gravimetričeskaja razvėdka jugovostočnej slovačkej vpadiny. Archiv Úst. pro naft. výzkum, Brno. — [11] JANÁČEK J., 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problému průzkumu živic. Rukopisná zpráva. Archiv Čsl. naft. dolů, n. p. Hodonín. — [12]

Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 15. Bratislava. — [13] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52. Bratislava. — [14] Janáček J., 1959: Ložisko kamenné soli na východním Slovensku. Geol. průzkum. Sešit č. 8, Praha. — [15] Janáček J., 1959: Současný stav průzkumu živců na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 55. Bratislava. — [16] Janáček J., 1959: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku a výpočet zásoby suroviny. Arch. Geofondu, Praha. — [17] Kantorová V., 1954: Mikropaleontologický výzkum prešovského solinového miocénu. Geol. práce, zprávy 1. Bratislava. — [18] Korobkov J. A., 1951: Molluski stredného miocénu Marmaróšskej vpadiny Zakarpattia. Trudy Vses. néft. nauč. isled. geol. razv. instituta, Leningrad. Moskva 1951. — [19] Leško B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážským. Geol. sbor. Slov. Akademie vied VI/1—2, Bratislava. — [20] Menčík E., 1953: Zpráva o geologickém mapování v okolí Niž. Hrabovce a Vranova. Rukopisná zpráva. Archiv Ústr. pro naft. výzkum, Brno. — [21] Pavelka L. + kol., 1959: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu východoslovenského neogénu za r. 1958. Archiv Čsl. naftových dolů, n. p. Hodonín. — [22] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [23] Serova M. J., 1955: Stratigrafia i fauna foraminifer miocenových otloženij Predkarpattia. Minist. geologii i ochrany nědr. Moskva 1955. — [24] Šimánek V., 1959: Povrchový hydrogeochemický průzkum neogénu na východním Slovensku. Rukopisná zpráva. Archiv Čsl. naft. dolů. Hodonín.

JOSEF JANÁČEK

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER STEINSALZLAGERSTÄTTE BEI MICHALOVCE IN DER OSTSLOWAKEI

Langjährige Diskussionen über die Möglichkeit der Anwesenheit von Steinsalz im ostslowakischen Neogen, östlich des Prešov—Slaná Gebirges, wurde durch die Entdeckung der Steinsalzlagerstätte bei Albinov im Jahre 1957 (J. Janáček 1958, 1959) erfolgreich abgeschlossen. Trotzdem, dass dieser Fund wichtig war, blieb die praktische Ausbeutung sehr problematisch. Das Steinsalz befindet sich hier in einer Tiefe von 2400 m. Der wirkliche Wert dieses neuen Fundes ist aber darin zu suchen, dass die weiteren Aufschlussarbeiten auf festem Grund bauen konnten. Es wurde eine stratigraphische Position der Salzserie einwandfrei an der Grenze der unteren und mittleren Zone des Obertorton sichergestellt. Durch Seismik und durch Strukturbohrungen wurden die fundamentalen tektonischen Elemente des Beckens geklärt. Wichtige paläographische Probleme, die das ganze Becken betreffen, wurden ebenfalls erkannt.

Elementare Erkenntnisse und Abschlüsse ermöglichten die Hauptrichtung der Aufschlussarbeiten auf Steinsalz festzusetzen. Dabei wurde der NW-Rand des Beckens als perspektives Gebiet bezeichnet.

Die Aufschlussbohrungen, welche hier im März d. J. 1959 eingesetzt wurden, wurden bald erfolgreich. Die Bohrung Petrovce 1, welche nördlich von Michalovce eingesetzt wurde, hat in einer Tiefe von 160,40—322,00 m eine Salzserie festgestellt. Die Salzserie wird durch zwei mächtige Steinsalzlagen und durch eine Zwischenlage von Tonmergeln mit Salzeinlagen gebaut. Ausser dieser Bohrung, wurde die Steinsalzserie noch auf mehreren Nachbarbohrungen angebohrt.

Chemische Analysen ergaben, dass es sich hier um einen äusserst reinen Rohstoff handelt.

Zum Zwecke der komplexen Erforschung der Lagerstätte wurden detaile hydrogeochemische Untersuchungen und eine grawimetrische Messung vorgenommen. Ausser dem wurden zwei reflexseismische Profile, quer über die Lagerstätte durchgeführt,

Die Forschungsergebnisse bis Ende November 1959 zeigen, dass die Salzlagerstätte die Form

einer gestreckten Doppellinse in Karpathenrichtung besitzt. In der Richtung nach NW und SO ist ihre Abgrenzung noch unbekannt. Die Lagerstätte, welche auf die Hochscholle von Michalovce gebunden ist, fällt ziemlich steil gegen NO ab.

Zur Ablagerung des Steinsalzes kam es in der terminalen Phase der unteren Zone des Obertorton (Zone mit *Spiroplectamina carinata*), welche im Karpathengebiet regressiv ist. Das Becken zerfiel in eine Reihe kleinerer Salzlagunen, in welchen die Salzkonzentration den kritischen Punkt erreicht hat. Die Lagerstätte, die sich hier abgelagert hat, erreicht eine maximale Mächtigkeit bis 200 m. Sie ist von mächtigen Steinsalzschieben und weniger mächtigen Tonmergeln, mit Salzeinlagen gebildet.

Zur Unterbrechung der Salzablagerung kommt es zu Beginn der Sedimentation der mittleren Zone des Obertorton (Zone mit *Bulimina-Bolivina*), welches in dem Karpathengebiet transgressiv ist. Im Becken macht es sich durch Zufluss des Meereswasser von normaler Salinität und durch Beendigung der Steinsalzablagerung bemerkbar. Anstatt dieser tritt wieder die Sedimentation von Pelliten ein, die zunächst noch fossilifer sind. Endlich erreicht die Salinität des Wassers eine normale Konzentration, und zugleich erscheinen typische Assoziationen der mittleren Zone des Obertorton.

Nach der Ablagerung wurde die Lagerstätte von keinen intensiven tektonischen Bewegungen betroffen. Von Anfang der Sedimentation des Obertorton machen sich lediglich nur die Bruchsenkungsbewegungen bemerkbar. Die kleinen Verwerfungen, die im Hangenden der Salzlagerstätte festgestellt wurden, sind durch sekundären Druck der plastischen Salzmasse, bei der Senkung der ganzen Lagerstätte in die Tiefe entstanden (Taf. XVI, Abb. 1.). Die Senkungsbewegungen haben am aktivsten den NO Flügel der Lagerstätte beim zalužicer Bruch betroffen. In dieser Richtung erreicht das Abfallen der Lagerstätte rund 40°.

Die Anwesenheit einer solchen bedeutungsvollen Lagerstätte, sowie unsere heutigen Erkenntnisse über ihre Entstehung, Ablagerung und Entwicklung, gestatten uns die Zuversicht, dass man in diesem Becken, noch weitere solche Salzlagerstätten finden wird.

Beilagen

1. Geologische Übersichtskarte der Umgebung der Salzlagerstätte

Erläuterungen: 1. Grenze des Aluviums; 2. Andesit; 3. Rhyolith; 4. Untersarmat; 5. Obere brakische Zone; 6. Salzlagerstätte; 7. Untere + mittlere Zone (6—7: marine Zone); (5—7: Obertorton).

2. Karte der residualen Gravitationsanomalien

3. Karte der Mächtigkeit des reinen Rohstoffes

4. Geologisches Längsprofil durch die Lagerstätte

Erläuterungen: 1. Aluvium; 2. Sarmat; 3. Obere Zone; 4. Mittlere Zone; 5. Steinsalz; 6. Untere Zone (3—6: Obertorton).

5. Geologisches Querprofil durch den SO Teil der Lagerstätte

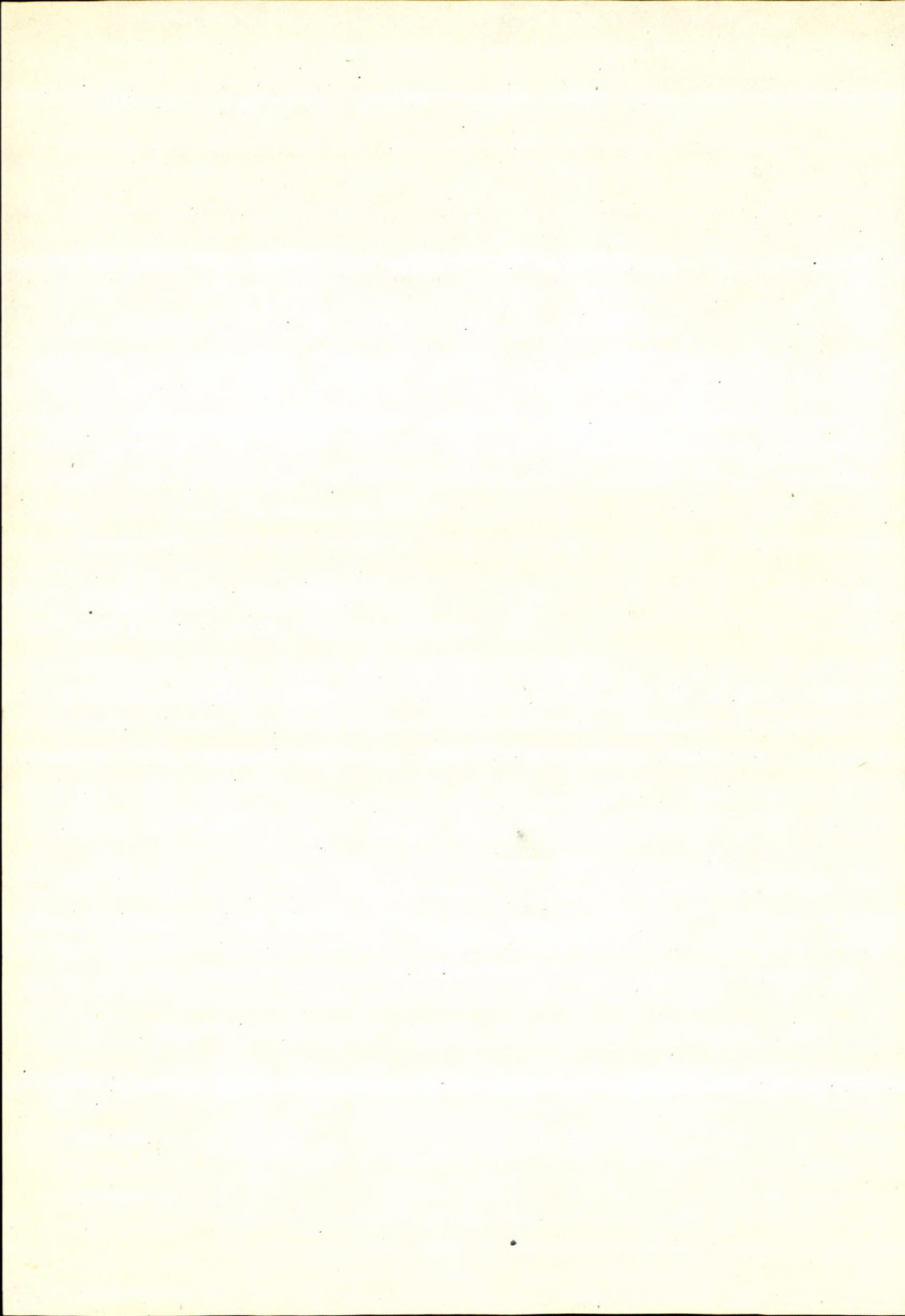
6. Schematisches lithologisches Bohrprofil der Sonde 282

7. Schematisches lithologisches Bohrprofil der Sonde Zbudza 2.

T a b. XVI.

Bild 1. Details Verwerfungstektonik vom Hangenden der Lagerstätte.

Bild 2. Gipssteinlage vom Liegenden der Lagerstätte (Querschnitt durch Bohrkern).



LUDOVÍT IVAN

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ NA TOP. PLÁNE ŽELIEZOVCE

(Nemecké resumé, tab. XXIII)

Úvod

Pre zostavenie geologických generálnych máp 1:200 000 robili sme prehľadné geologické mapovanie územia medzi dolným tokom Hrona a Ipľa vo východnej časti Podunajskej nížiny.

Študovaný terén má tri morfológicky charakteristické časti:

1. pomerne široká aluviálna niva Hrona a Ipľa, 2. sprašová tabuľa západne od alúvia Hrona, 3. neogénna pahorkatina nápadne vystupujúca medzi aluviálnymi nivami spomínaných riek.

Aluviálna niva Hrona a Sikenice (riečka ústiaca do Hrona) je 3–4 km, niva Ipľa asi 1 km široká. Ich výška sa pohybuje okolo 120 m (Ipeľ) – 130 m (Hron). Pahorkatina nad nivami má relatívnu výšku 100–110 m; max. nadmorskú výšku má pahorok Veľká Morda (k. 239).

Študované územie bolo prehľadne geologicky zmapované v druhej polovici minulého storočia Ríšskym geologickým ústavom vo Viedni. V rámci prehľadného výskumu Podunajskej nížiny (1946–48) vykonával L. Ivan výskum na území top. plánu Želiezovce.

Stratigrafia

Na študovanom území sú zastúpené len neogénne a kvartérne sedimenty; kryhy paleozoicko-mezozoických hornín (hrasť Levice–Šahy) vystupujú severnejšie a potom južne od nášho územia.

Tortón: Tortónske sedimenty s faunou vystupujú len SZ od Bieloviec na poliach „Ovocná stráň“. Sú to na niekoľkých miestach zle odkryté tufitické pieskovce hnedastej farby. Faunu z tejto lokality spracoval J. Tejkal (1960).

V okolí Lontova vystupujú v niekoľkých odkryvoch tufitické zlepenice, pieskovce a pelitické ílovité tufity bez fauny; analogicky ich začleňujeme k najvyšším

horizontom vrchného tortónu. Obdobné súvrstvie viac na SV je dokumentované faunou (Demendice, Semerovce). Pravdepodobne i hrubozrnné pevné pestrofarebné pieskovce v obci Setich patria k najvyšším horizontom vrchného tortónu.

Tortón bol prevrtaný aj 506 m hlbokým vrtom Ži₂ pri Lontove, pri osade Agota. Prešiel kvartérom (alúviom Lontovského potoka); pod tmavohnedou ílovitou hlinou (do 3,5 m) sú piesky a štrkopiesky (do 15,80 m). Valúny štrkopieskov sú dobre opracované a majú priemer do 8 cm, výnimočne až 14 cm. V polymiktných valúnoch je zastúpený zväčša žilný kremeň. Medzi 15,80 a 100 m leží litologicky pestré súvrstvie, ktorého polohy sa líšia zrnitosťou i zložením jednotlivých komponentov. Najväčší podiel má vulkanická substancia bázických i kyslých hornín, menej valúny žilných kremeňov, kremencov, rohovcov i lyditov. Hojne sú tu zastúpené hyperstenické andezity. V rozlične mocných polohách striedajú sa tu: tufitické íly, tufy sedimentované vo vode, hrubozrnný piesok, aleuropelit, tufit nevytriedený (chlidlolitický), pemzovitý tuf. Litologické zloženie hornín poukazuje na nekludnú sedimentáciu. Ide pravdepodobne o najvyššie horizonty vrchného tortónu, kedy tortónske more už ustupovalo a vysladzovalo sa. Poukazujú na to zvyšky planorbisov, ktorých schránky sa našli v hĺbke 92—93 m.

V spodnej časti súvrstvia (100—506 m) je prevažne pelitický materiál s charakteristickou makro i mikrofaunou tortónu. Sedimentáciu doprevádzal prítomnosť vulkanických hornín hlavne kyslých plagioklasov a vulkanických skiel, ktoré odpovedajú erupciám dacitov alebo starších ryolitov; vulkanický materiál je častejší v hĺbkach 330—400 m. Litologické pomery tohto súvrstvia poukazujú na pokojnú sedimentáciu mora vzdialeného od brehov, ktoré budujú neovulkanity, mezozoikum, žula a metamorfované súvrstvia staršieho paleozoika. Makrofaunu moluskov z vrtu Ži₂ z hĺbok 122—358 m spracoval J. Tejkal, podľa ktorého sedimentácia prebiehala pokojne v sublitorálnom až neritickom pásme marínneho tortónu.

Mikrofaunu z vrtu Ži₂ študovala R. Lehotařová, ktorá podľa zistených asociácií začlenila súvrstvie do vrchného tortónu.

Sarmat: Prevažnú časť povrchu terénu neogénnej pahorkatiny na študovanom území zaberá sarmat, ktorý má transgresívny charakter. Podobné sarmatské sedimenty sa rozkladajú aj medzi dolným Hronom a Iplom, a severnejšie v Bátovskej kotline, kde ležia transgresívne na andezitoch, resp. ich pyroklastikách. Od Bátovskej kotliny na juh je sarmat rozšírený v okolí Levíc. Južne od Levíc (veľký vápencový lom) leží sarmat transgresívne i na vápencoch wettersteinského typu (Ivan 1958). Východne od riečky Štiavnica nebol sarmat pozorovaný. Na juhu sa tiahne až k vulkanickým kováčovským kopcom (Burda, k. 387), ktoré vystupujú nad koryto Dunaja pri Helembé. Západne od údolia Hrona sarmat až na malé výnimky (Hronský Inovec, Mochovecké pahorky, Belánske kopce) na povrch nevystupuje.

Bazálne vrstvy sarmatu sú dobre odkryté v južnej časti študovaného terénu, kde priamo na tortóne sú vyvinuté zlepenice, vápnité pieskovce s polohami slieňov až

vápencov. Valúny zlepcov a vápnitých pieskocov sú dobre opracované. V rýhe na SZ od Beloviec nad tortónom („Ovocná stráň“) vo valúnoch (2—7 cm) je zastúpený prevažne kremeň, ďalej paleozoicko-mezozoické horniny a vulkanity. Smerom k nadložíu pribúda vápnité prímies; zastúpené sú hlavne organogénne slabo oolitické piesčité vápence, ktoré tvoria vyššie svahy pahorka Veľký Irtváň. Celé sarmatské súvrstvie na tejto lokalite má mocnosť niekoľko desiatok metrov. Vo vápnitých pieskococh, slieňoch a vápencoch sa nachádza pomerne hojná makro i mikrofauna, najmä zvyšky serpul. Preto sme označili tento horizont, vyvinutý nad štrkami a zlepcami ako serpulové vrstvy. Serpulové vápence sa nachádzajú ako polohy a šošovky vo vápenitých zlepcoch. Z lokality Veľký Irtváň (južne od kóty 144) urobil M. Mišík sedimentárno-petrografický rozbor.

Karbonátový vývoj sarmatu je na juhu územia značne rozšírený obdobne i južnejšie v oblasti Pástoviec. Smerom severným tento sarmat ubúda a v pieskococh vystupujú už len tenké šošovky vápnitých pieskocov, slieňov a vápencov. Veľmi dobre ich môžeme pozorovať v záreze viničnej cesty v Sardiciach. Na lokalite Veľký Irtváň vyskytujú sa okrem typických sarmatských druhov i preplavené tortónske druhy. V severných odkryvoch sme pozorovali už len sarmatské organizmy s preplavenými riasami litotamniami, ktoré smerom k severu ubúdajú. Bohatá fauna v karbonátových zložkách často v lumachelách sa ťažko dá vypreparovať a určiť. Okrem toho zvyšky organizmov sú zle zachované ako jadrá a odtlačky, často rekrystalizované a korodované. Z mechanických účinkov na zvyšky organizmov dá sa usudzovať, že prešli transportom; mnohé z nich nie sú autochtónne, ale redeponované.

Faunu z hrubozrnných vápnitých pieskocov až jemnozrnných pieskocov z troch lokalít zo severného okolia Veľkého Irtvaňa (Rozmarín pusta) určil J. Tejkal (1960), ktorý rozlišuje druhy autochtónne i preplavené.

Sarmatské vápnité horniny najsevernejšie vystupujú asi 0,5 km severne od pustatiny Paula, kde vo vykopanej rýhe sme sledovali tento profil:

humus	1—2 dm
pevné bielosivé pieskovce jemné s faunou (<i>Ervilia</i> sp., <i>Cardium</i> sp., <i>Pirenella</i>)	1 m
pevné slieňe až organogénne vápence	3 dm
biele jemné vápnité piesky s faunou	2 dm
pevné bielosivé pieskovce s faunou	4 dm
biele veľmi jemné vápnité piesky (mikrofauna — zóna veľkých elfidií).	2 dm

V severnej časti je sarmat zastúpený hlavne sypkejšími horninami; sú to tufitické piesky a štrkopiesky, tufity, tufitické pieskovce, kremité piesky a piesčité íly, ílovce. V tufitoch (demandické vinice) a tufitických pieskococh (Veľký Pesek, Trgyňa, Lontov) sú odtlačky fauny, hlavne lamelibranchiátov. Zastúpené sú tu hlavne rody: *Ervilia* sp., *Mactra* sp., *Cardium* sp., *Mohrensternia* sp. Pelitické tufy diatomitického charakteru okrem SV časti (demandické vinice) nevystupujú. Vulkanický materiál smerom k Z, resp. JZ i vertikálne ubúda. Vo vyšších polohách

sarmatu len ojedinele nachádzame polohy redeponovaného andezitického materiálu, ktorý možno pozorovať i makroskopicky (Sardice, viničná cesta, nad šošovkami organogénnych vápencov a slieňov). V severnej časti územia medzi Trgyňou a Zbrojníkmi vystupuje charakteristická poloha kremitých pieskov a štrkopieskov niekoľko metrov mocná okolo vrstevnice 200.

Podľa chemického rozboru R. G a v e n d u kremité piesky z pieskovne z Veľkého Peseku obsahujú 82,84 % SiO_2 .

V nadloží kremitých pieskov ležia piesčité íly a veľmi jemné piesky niekoľko metrov mocné, ktoré predstavujú najvyššie sarmatské horizonty. Sivozelenkasté (za mokra) piesčité íly v koryte Hrona, severne od Vozokan nad Hronom patria sarmatu alebo vrchnému panónu. Možno ich pozorovať len za nízkeho stavu vody v Hrone. V tomto súvrství nebola zistená žiadna fauna. V nadloží spomínaného odkryvu ležia terasové štrky a nad nimi spraš.

P a n ó n. Za vrchnopanónske sedimenty pokladáme odkryv zelenkastých ílov a piesčitých ílov v Agove. Sem patria pravdepodobne aj pestré sedimenty zachytené vrtmi západne od Želiezoviec. Tieto polohy patria vývoju k panónskym sedimentom, vyplňujúcim Podunajskú nížinu.

Vo vrchnej časti sú to zelenkastosivé hrdzavožltkasté pselitické i psamitické piesčité íly a piesky, ktoré sa striedajú a bývajú často slienité. Najbližšie k študovanému terénu vystupujú na povrch pontské sedimenty v pahorkatine Dlhého vrchu nad diluviálne údolie Hrona v oblasti Plavé Vozokany—Čaka. V našom teréne panón a pont je prikrýty terasovými sedimentmi Hrona, resp. sprašou.

K v a r t é r. Vyše 90 % neogénnych sedimentov je prikrýtych kvartérom. Sú to riečne terasy, eolické sedimenty (spraš), eluviálne hliny a aluviálne sedimenty z riek a potokov. Najrozsiahlšie sú terasy na pravom brehu Hrona. Najnižšia terasa je dobre odkrytá pri Hronských Vozokanoch. Severne od nich sú neogénne sedimenty za nízkeho stavu vody odkryté v 2—4 m polohe. Za vyššie terasové sedimenty pokladáme štrky pri Agove; ich podložie pravdepodobne tvoria panónske sedimenty. Vrty na západ od aluviálnej nivy Hrona zistili všade pod sprašou štrky. Sprašová pokrývka je tu súvislá a zastiera reliéf jednotlivých terás, ktoré ťažko možno rozčleniť podľa niekoľkých zle odkrytých východov.

Terasy Ipla sú na našom území málo členené. Ipeľ totiž len na malej vzdialenosti obteká na JV naše územie. Nízke terasy sme pozorovali v odkryvoch pri dvore Ivánka a pri Sakálošskom dvore.

V alúviách potokov sú zväčša zastúpené náplavové hliny rozličného typu.

V neogénnej pahorkatine spraš už netvorí súvislú pokrývku a jej mocnosť je nepravidelná. Na východných (záveterných) svahoch sú väčšie polohy spraše, ich mocnosť je miestami cez 10 m (dvor Mária). Na západných (náveterných) svahoch obyčajne chýba. Menšie výskyty spraše sú na nízkych úbočiach a depresiách, kde väčšinou bola splavená a vznikol z nej humus typu čiernozeme (0,30 až 1 m). Táto pôda je na strmých svahoch eróziou a denudáciou neustále ničená.

Veľký priestor zaberajú aluviálne nivy, v ktorých sú i najmladšie kvartérne sedimenty, najmä na hransko-sikenickej nive, širokej až 3–4 km. Niva je takmer vodorovná, jej vrchnú prikrývku tvoria naplavené povodňové hliny, mocné okolo 2 m; len miestami sú tieto hliny ílovité. Zriedkavejšie sú zastúpené piesčité hliny. Medzi náplavovými hlinami a podložnými štrkami a štrkopieskami miestami sú vložky piesku, niekde ílovitého, ktorý pokladáme za zvyšky aluviálnej nivy. Pod nimi sú štrky a štrkopiesky, v južnejšej časti terénu mocné od 3 do 7 m. Celková mocnosť alúvia Hrona a Sikenice je okolo 8–10 m. Štrky smerom od koryta vykliňujú. Napr. v Trgyni sú mocné iba 2,20 m. Ich podložie budujú íly, ílovce, tufity, pieskovce, piesky, sliene. Aluviálne štrky sú polymiktné (kremeň, kvarcit, andezit, žula, pegmatit, rula, vápenec, pieskovec, tuť, tufit). Valúny sú dobre opracované, veľké 7–12 cm, výnimočne až 25 cm v priemere.

Poznámky tektonické a hydrogeologické

Sledovanie tektonických pomerov je veľmi sťažené malou odkrytosťou terénu a pestrosťou litologických facií. Zlomové línie možno sledovať vo smere JV–SZ, ktoré tiež pravdepodobne prechádzajú údoliami potokov, tečúcich z pravej strany do Hrona. Zhruba kolmo na ne prebiehajú zlomy vo smere SV–JZ. K tejto línii počítame i ipeľskú poruchu, prechádzajúcu v našom teréne údolím Ipla. Tektonické poruchy možno predpokladať aj vo smere S–J v údoliach Borského a Lontovského potoka a údolím Hrona, ktoré je teda založené na zlomoch poklesového rázu.

Vplyvom dislokácie územia je rozčlenené na jednotlivé kryhy. Na vysokých kryhách, ktoré vystupujú nad terén i zásluhou erózie potokov a riek, dochádza k zosuvom. V našom teréne sú veľmi časté zosuvy v neogénnej pahorkatine nad aluviálnou nivou Hrona.

Väčšina sarmatských sedimentov je sypká, pomerne málo stmelená a preto dažďová voda pomerne ľahko nimi prechádza. Preto nie sú v neogénnej pahorkatine väčšie pramene. Malé pramene obyčajne vystupujú nad polohami piesčitých ílov. Bohatšou oblasťou na pramene sú východy terasových štrkov, z ktorých sú napájané aj studne v obciach.

*Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Friedberg W., 1954: Mieczeni miocénskie ziem Polskich i krajow sąsiednych. Warszawa. — [2] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská vlastiveda I. Bratislava. — [3] Inkei B. — Horusitzky F. — Timkó E., 1903: Magyar-Szölgyén és Párkányháza vidéke. Magyarázatok a magyar korona országainak agrogeológiai térképeihöz. M. Földtani intézet, Budapest. — [4] Ivan L., 1952: Geologická stavba a minerálne pramene

okolía Levíc. Geol. práce, Zoš. 32, Bratislava. — [5] I v a n L., 1955: Zpráva o geologickom výskume v severnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [6] I v a n L., 1956: Geologické pomery strednej časti Bátovskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [7] K o l e s n í k o v V., 1935: Die sarmatischen Mollusken. Paleontologia SSSR X, 2, Moskva-Leningrad. — [8] M i š í k M., 1959: Vyhodnotenie vzoriek hornín sarmatu z oblasti Levíc pre gen. mapu Nitra. Bratislava, archív GÚDŠ. — [9] M i š í k M., 1958: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtn Ži₂. Bratislava, archív GÚDŠ. — [10] O t t A., 1866: Geologische Aufnahme der Umgegend von Bâth, Magyarâd und Visk. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [11] P a n t o c s e k J., 1903: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns. Berlin. — [12] P a p p A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geolog. Ges. 45 (1952), Wien. — [13] S e n e š J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce ŠGÚ, Zoš. 23, Bratislava. — [14] Š t ú r D., 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. geol. R. A., Wien. — [15] T e j k a l J., 1959: Zpráva o orientačným zpracovaní mäkkýšů z některých lokalit tortonu a sarmatu v oblasti Levice—Šahy. Archív GÚDŠ. — [16] T e j k a l J., 1959: Předběžná zpráva o mäkkýšich z tortónu vrtn Lontov Ži₂. Bratislava, archív GÚDŠ.

LUDOVÍT IVAN

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG IM GEBIET VON ŽELIEZOVCE

Das kartierte Gebiet befindet sich überwiegend zwischen den Flüssen Hron und Ipeľ; hauptsächlich sind da die untersarmatischen Brackwassersedimente vertreten. Die Schichtenfolge des Obertorton ist nur sporadisch vertreten (in den Lokalitäten Bielovce, Lontov). Die basale sarmatische Schichtfolge besitzt einen transgressiven Charakter (Konglomerate, Sandsteine) und zwischen den Gemeinden Šalov und Bielovce enthält sie in den kalkigen Sandsteinen ausser den sarmatischen Formen (*Pirenella picta* Defr., *Ervilia dissita dissita* Eichw.) auch solche Arten, die in den marinen Tortonenschichten vorkommen (*Cardiat [Cardiocardida] partschi* Goldf., *Glycymeris [Glycymeris] pilosa deshayesi* May., *Pecten* sp., *Ostrea* sp.). Solche Tortonformen halten wir für ins Sarmat redeponierte Elemente. In der durchgeführten Tiefbohrung in der Gemeinde Lontov wurde bis zu 506 m auf Grund der mikropaläontologischen Analyse Obertorton festgestellt. Der untere Teil der Bohrung (von 100 m an tiefer) zeichnet sich durch eine ruhige feine Ablagerung aus, während der obere Teil eine sehr bunte Sedimentation mit einer vulkanischen Beimengung verzeichnet.

Das Sarmat ist durch Konglomerate, kalkige Konglomerate, Mergellinsen und Linsen von organogenen Kalken, weiter durch tuffitische Sandsteine, Tuffite, Quarzsande, sandige Tone und feine Sande vertreten. Die Ablagerung des Sarmat besitzt einen bunten Charakter.

Ausser den karbonatischen Gesteinen befindet sich die Fauna auch in den Tuffiten und tuffitischen Sanden, besonders die Assoziation mit Vertretern von *Ervilia*, *Irus*, *Cardium* und *Mohrensternia*.

Die Pannonschichten sind nur westlich des Hron (Gran) — Alluviums vertreten, wo sie von den Terrassen, bzw. Anschwemmungen bedeckt werden.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

EVA PLANDEROVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM NEOGÉNU OKOLIA MODRÉHO KAMEŇA

(Nemecké resumé)

Stručný obsah: V práci sú palynologicky vyhodnotené orientačné vzorky z odkryvov a vrtoz z okolia Modrého Kameňa z helvétskych obzorov a tortónu.

Na základe peľovej analýzy sa zistilo, že vedúcimi zložkami rastlinných spoločenstiev sú rody tvoriace listnatý les. Najbohatšie sú zastúpené močiarne kroviny čeľade *Myricaceae* a rod *Carya*. Z ihličnatých najbohatšie je zastúpená čeľaď *Taxodiaceae*. Pomer zastúpenia listnatých, ihličnatých a výtrusných druhov medzi jednotlivými vrstvami helvéty a tortónom sa dosť mení. Pre spodný helvét (podložné íly a uhlie) je charakteristické bažinaté spoločenstvo s prevahou ihličnatých rodov čeľade *Taxodiaceae* a papradí čeľade *Polypodiaceae* a listnaté kroviny *Myricaceae*. V pelitických íloch veľmi rozšírené sú ihličnaté rody so vzdušnými vakmi. Podľa zmien rastlinných spoločenstiev súdime, že v priebehu sedimentácie helvétskych vrstiev neboli badateľné výkyvy. V tortóne už zisťujeme neprítomnosť, alebo aspoň ubúdanie niektorých spodnomiocénnych prvkov (*Lauraceae*, *Sapotaceae*, *Cingulatisporites*, *Lygodium* a pod.) a na základe tohto predpokladáme ochladenie klímy.

Úvod

Palynologický výskum neogénu okolia Modrého Kameňa sa robil ako časť komplexného výskumu južného Slovenska, ktorý vedie dr. V. Čechovič. Za cenné rady v teréne a pri práci ďakujem dr. V. Čechovičovi, za prečítanie práce a cenné pripomienky dr. B. Pacltovej. Táto predbežná zpráva je len začiatkom podrobného palynologického výskumu, ktorý sa bude robiť na južnom Slovensku po dobu niekoľkých rokov.

Orientačne bolo spracovaných asi 50 vzoriek z helvétskych a tortónskych sedimentov. Palynologicky boli spracované vzorky z nasledovných sedimentov, vymedzených V. Čechovičom (od vrchu dole):

1. tufy, tufity a andezitické tufobrekcie (tortón);
2. íly, slienité íly a sliene;
3. manganové piesky;
4. vápnité — onkoforové piesky;
5. nadložné íly;
6. uhlie;
7. podložné íly (2—7 helvét).

Metodika práce

Materiál, z ktorého sa robili peľové analýzy, bol petrograficky dosť rôznorodý. Väčšinou to boli íly (s obsahom muskovitu, piesčité, uhoľný), pieskovce, andezitické tufobrekcie, mangánové piesky, vápnité piesky a uhlie. Preto sme museli použiť viacero maceračných metód. Väčšinou sme pri analýzach používali fluorovodíkovú metódu, kombinovanú metódou ťažkej kvapaliny a acetolýzy. Na ílovité vzorky stačila Z o l y o m i h o (1952) maceračná metóda a E r d t m a n n o v a (1952) acetolýza. Uhlie bolo macerované 10 % peroxydom vodíka a 10 % hydroxydom sodným. Niektoré piesčité vzorky, najmä z odkryvov, boli sterilné na peľové zrná. Väčšinou však bol materiál veľmi bohatý na sporomorfy, ktoré boli pomerne dobre zachované. Najviac sporomorfov obsahovalo uhlie.

Peľové zrná sú zaradené väčšinou do prirodzeného systému. Kde bolo botanické určenie pochybné, použili sme umelý systém T h o m s o n a & P f l u g a (1951) a K r u t s c h a (1957).

Výsledky určenia sú graficky znázornené na tab. 1, udávajúcej percentuálne zastúpenie hlavných rastlinných rodov a čeľadí, ktoré charakterizujú spoločenstvá flóry z jednotlivých obzorov helvéty a tortónu. Graf je zostavený na základe peľovej analýzy 50 vzoriek. Rody, ktoré sa vyskytujú len ojedinele, v peľovom spektre neuvádzam.

Peľová analýza

Percentuálne najviac zastúpené sú čelade *Myricaceae*, *Polypodiaceae* a *Taxodiaceae*. Pritom ich zastúpenie sa mení podľa veku helvétskych vrstiev. Ďalšie čelade, rody a skupiny, ktoré tvoria hlavnú zložku rastlinných spoločenstiev, sú: *Laevigatisporites pseudomaximus* P f. & T h., *Cingulatisporites*, *Lygodium*, *Pinus* typ *Haploxylon*, *Pinus* typ *Diploxylon*, *Podocarpus*, *Betulaceae*, *Alnus*, *Juglans*, quercoidné typy, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Tricolporopollenites cingulum* R. P o t., *Tricolporopollenites kruschi* R. P o t., *Lauraceae*, cf. *Aquifoliaceae*, *Sapotaceae*, *Liquidambar*. Pri celkovom posudzovaní týchto spoločenstiev je zjavné, že prevládajú listnaté dreviny nad ihličnatými. Počet výtrusných rodov vo vrchnom helvéte a tortóne ubúda.

Helvét

Podložné íly. V týchto vrstvách prevláda vlhkomilná flóra najmä *Taxodiaceae*, *Polypodiaceae* a *Myricaceae*. Pritom dosť bohato sú zastúpené aj suchomilnejšie rody *Engelhardtia* a *Aquifoliaceae*. Ostatné allochtónne prvky sú zastúpené len dosť malým percentom. Z výtrusných druhov popri papradiach čelade *Polypodiaceae* značným percentom sú zastúpené druhy rodu *Lygodium* (*Laevigatisporites pseudomaximus* P f. & T h.) a corrugátne typy.

U h l i e. Aj v týchto vrstvách sú hlavnými predstaviteľmi močiarna a vlhkomilné rody. Suchomilnejšie rody sú tu oproti podložným ílom zriedkavejšie. Najhojnejšie sú zastúpené paprade čelade *Polypodiaceae*, ihličnaté — *Taxodiaceae*, z ktorých mohlo vzniknúť hnedé uhlie. Z listnatých sú veľmi bohato zastúpené kroviny patriace do čelade *Myricaceae* a vlhkomilný jelšový les. Na okraji močiara predpokladáme rozsiahly caryový les podľa veľkého množstva peľových zrn tohto rodu v peľovom spektre. Vcelku v týchto vrstvách prevládajú peľové zrná reprezentujúce autochtónny močiarny taxodiový les s malým percentom allochtónnych rodov a čeladi, pravdepodobne priviatych zo vzdialenejších miest (sú to najmä *Pinus* typ *Haploxylon*, *Pinus* typ *Diploxylon*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Rhus*, *Castanea* — typ a iné).

N a d l o ž n é í l y. Rastlinné spoločenstvá tohto helvétskeho obzoru sú bohatšie na suchomilnejšie rody, hoci kvantitatívne ešte stále dominujú močaristé a vlhkomilné čelade a rody (*Polypodiaceae*, *Taxodiaceae*, a to forma *hiatus* a *dubius*, *Alnus*, *Carya* a *Myricaceae*). Vysoké percento dosahujú aj ihličnaté rody so vzdušnými vakmi (*Pinus* typ *Haploxylon*, *Pinus* typ *Diploxylon*). Z výtrusných popri papradiach čelade *Polypodiaceae* nájdu sa aj hladké formy rodu *Lygodium* (*Laevigatisporites pseudomaximus* P f. & T h.) a corrugátne formy. Pomerne bohato sú zastúpené peľové zrná rodu *Engelhardtia* a čelade *Aquifoliaceae*, priviate zo suchších miest. Čelade *Lauraceae* a *Sapotaceae* sa vyskytujú dosť konštantne vo všetkých vzorkách.

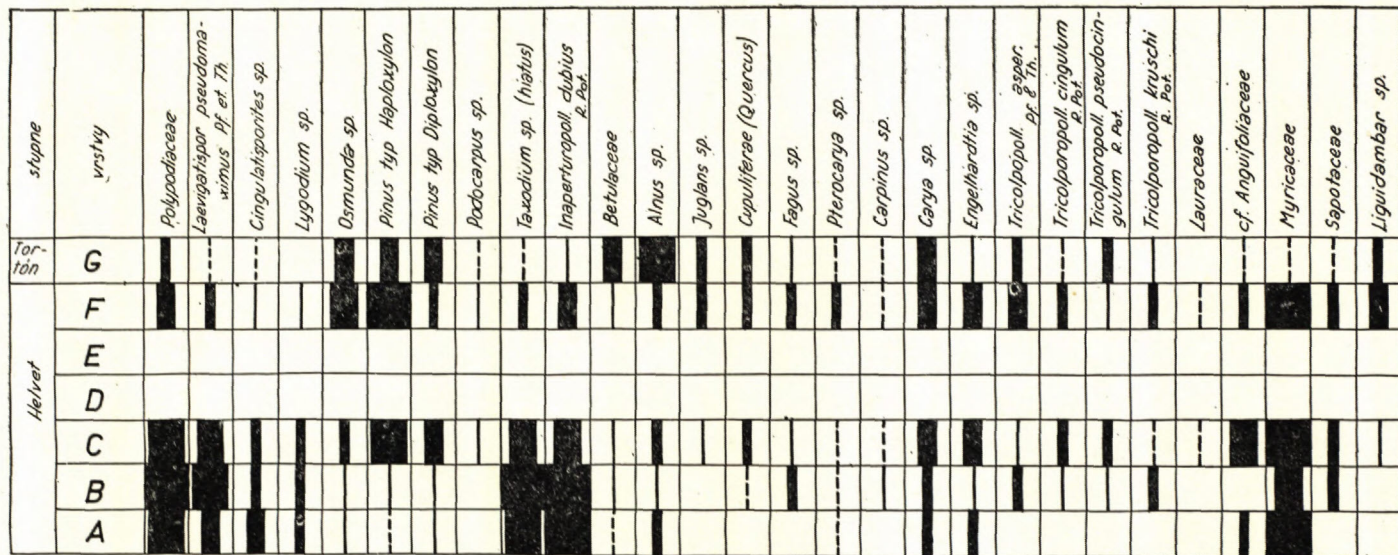
Vápnité a mangánové piesky sú sterilné na peľové zrná.

Í l y a s l i e n e. V týchto vrstvách kleslo percento vlhkomilných čeladi (hlavne *Polypodiaceae* a *Taxodiaceae*). Zastúpenie čelade *Myricaceae*, rodov *Alnus* a *Carya* sa temer nezmenilo. Najbohatšie sú prítomné okrem krovín *Myricaceae*, borovice (*Pinus* typ *Haploxylon* a *Pinus* typ *Diploxylon*); zvýšil sa počet zástupcov rodu *Engelhardtia*. Časté sú tricolpátne a tricolporátne quercoidné typy. Podľa dobre zachovaného a hojného peľového materiálu súdime, že skúmaná lokalita nemusela byť veľmi vzdialená od brehu. Pri hlbokomorských pelitoch veľmi vzdialených od brehu sú sporomorfy vplyvom dlhotrvajúceho účinku vzduchu na exinu veľmi korodované a podľa Z a k l i n s k e j (1957) peľové zrná nie sú v peľovom spektre veľmi časté.

T o r t ó n

T u f y a t u f i t i c k é b r e k c i e. Veľa vzoriek z týchto vrstiev bolo sterilných na peľové zrná a mnohé boli veľmi skorodované, takže sa nedali určiť. Podľa niekoľkých orientačných vzoriek z týchto vrstiev, dosť bohatých na peľové zrná, sa zistilo, že hlavnými zložkami rastlinných spoločenstiev sú rody: *Alnus*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Tricolpopollenites asper* P f. & T h., *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. P o t., *Tricolporopoll. kruschi* R. P o t., *Liquidambar*. Z výtrusných častejšia je len čelad *Polypodiaceae*.

Porovnanie helvétskych a tortónskych vrstiev podľa percentuálneho zastúpenia sporomorf



A - Podložné íly

B - Uhlie

C - Nadložné íly


D - Vápnité piesky

E - Manganové piesky

F - Íly a slizne

G - Tufy a tufitické brekcie

10 - viac %
 8 - 10
 6 - 8
 4 - 6
 2 - 4
 1 - 2
 0,1 - 1



Porovnanie helvétskych a tortónskych vrstiev na základe pelovej analýzy

Z porovnania pelových spektier helvétskych vrstiev vidíme, že pelové zrná sa kvalitatívne podstatne nelíšia. Možno sa preto domnievať, že klimatické pomery boli v tomto období vyrovnané a len postupne sa menili. V tortóne badať ubúdanie niektorých spodnomiocénnych prvkov (chýbajú *Lauraceae* a *Cingulatisporites*; *Sapotaceae* sa vyskytujú len ojedinele) a prevahu nadobúdajú druhy rodu *Alnus* a borovice typu *Haploxydon*. Pozorovateľné sú aj určité zmeny vlhkosti podľa nárokov rastlinných rodov. V podložných íloch a v uhlí prevládajú vlhkomilné a močaristé druhy. Vo vyšších vrstvách močaristé druhy postupne ustupujú a dosť hojne sú zastúpené extrapalustrinné druhy. V pelitoch už prevládajú mesofilné druhy. Vysvetľuje sa to hlavne faciálnou zmenou. Močiar, v ktorom mali prevahu autochtónne rody, bol za postupujúcej transgresie zaplavený morom, takže v íloch ustupujú autochtónne a prevládajú allochtónne prvky, prinášané vodnými prúdmi a vetrom z pobrežia i zo vzdialenejších miest. Dá sa predpokladať, že flóra nachádzajúca sa v skúmanom materiáli vo veľkom množstve nebola príliš vzdialená od pobrežia.

Na stratigrafickú príslušnosť k helvétu poukazuje prítomnosť niektorých spodnomiocénnych prvkov, hlavne čeladi *Sapotaceae*, *Lauraceae*, z výtrusných *Cingulatisporites* a rod *Lygodium*. V tortóne tieto spodnomiocénne prvky skoro úplne chýbajú. Porovnaním tortónu v Modrom Kameni s tortón-sarmatom v Handlovej (Pacltová 1958) sa zistilo, že podľa zastúpenia rastlinstva je handlovský tortón-sarmat mladší. Vyskytuje sa tu väčšie množstvo ihličnatých foriem najmä rody *Cedrus* a *Tsuga*, z listnatých sú to rody *Salix* a *Corylus*, ktoré sú častejšie vo vrchnom miocéne.

Záver

Na základe pelovej analýzy orientačných vzoriek z vrstiev helvét-tortónskych sa došlo k týmto záverom: Rastlinné spoločenstvá sa od spodného helvétu po vrchný menia v hlavných rysoch podľa fácie. Klimatické zmeny sú badať v tortóne (chýbajú tu niektoré spodnomiocénne čelade). Spodnohelvétske rastlinné spoločenstvá majú charakter prevažne vlhkomilného až močiarneho spoločenstva. Ide tu prevažne o autochtónne spoločenstvá s vedúcim taxodiovým porastom. Vrchnohelvétske vrstvy majú vo svojom pelovom spektre viac mesofilných a suchší substrát vyžadujúcich druhov, čo vyplýva zo zmeny fácie. Podľa pelovej analýzy vrchnohelvétskych pelitov usudzujeme, že skúmané sedimenty neležali ďaleko od pobrežia. Tortónske rastlinné spoločenstvá na nami skúmanom území poukazujú na ochladenie klímy počas sedimentácie.

Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

- [1] Erdtmann G., 1952: Pollen morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms. Upsala. —
[2] Krutzsch W., 1957: Sporen und Pollengruppen aus Oberkreide und Tertiär. Zeitschrift für angewandte Geol., Heft 11/12. Berlin. — [3] Thomson P. W. & Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, Band 94, Abt. B. Stuttgart. — [4] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum terciéru v oblasti Handlová na Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii III. č. 3. Praha. — [5] Zolyomi B., 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. Klny. M. T. A. Biol. Oszt. Közl. 1/4. — [6] Záklińskaja E. D., 1957: Stratigrafičeskoje značenie pylcy gološemennyh kajnozojskich otložnij Pavlodarskogo Priirtyšja i severnogo Priaralia. Moskva.

EVA PLANDEROVÁ

PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DES NEOGENS DER UMGEBUNG VON MODRÝ KAMEŇ

In der angeführten Arbeit werden die orientierenden Proben aus der Umgebung von Modrý Kameň palynologisch ausgewertet. Verarbeitet wurden die helvetischen und tortonischen Schichten, die vom Standpunkte der Ergebnisse der Pollenanalyse verglichen wurden. Palynologisch wurden folgende helvetische Horizonte verarbeitet: Liegende Tone, die Kohle, hangende Tone, Kalk- und Mangansande, Mergel, Tone und im Torton die Tuffe und die tuffitischen Brekzien.

Man stellte fest, dass die vorherrschenden Komponenten der Pflanzenvergesellschaftungen im ganzen und grossen die Laubbäume sind, die jedoch das Prozent der Nadelbäume nur wenig überragen.

Für das Unterhelvet (Kohle) ist die Sumpfpflanzenvergesellschaftung mit den vorherrschenden Arten des Taxodienmoores charakteristisch. In der Kohle sind überwiegend die autochthonen Pflanzenvergesellschaftungen mit kleiner Beimenge der allochthonen Elemente vertreten. In den übrigen höheren helvetischen Horizonten herrschen bei der fortschreitenden Transgression Pflanzengattungen und -familien vor, die entweder durch die Wasserströmungen, oder durch den Wind herbeigeschleppt wurden. Im Pollenspektrum dieser Schichten (hangende Tone und Pelite) sinnen wir über die allochthonen Sporomorphen nach, die am meisten dem küstennahen mesophilen Wald angehören.

Im Verlauf der helvetischen Sedimentation kann man der Zusammensetzung der Pflanzen nach keine klimatischen Schwankungen beobachten. Die quantitativen Änderungen, die zwischen einzelnen helvetischen Horizonten vorkommen, folgen grösstenteils aus der Änderung der Fazies. Bemerkbar sind die klimatischen Änderungen im Torton. Die Flora ist um einige untermiozäne Elemente ärmer, die entweder vollkommen verschwanden, oder ihr Prozentanteil gegen die helvetischen Schichten bedeutend gesunken ist (es handelt sich besonders um die *Lauraceen*, *Sapotaceen*, *Lygodium*, *Cingulatisporites*). Im Torton gewinnt die Gattung *Almus*, *Pinus* — der Typus *Haploxyylon*, auch *Diploxyylon* und *Liquidambar* die Vorherrschaft. Aus dem Charakter der Pflanzenvergesellschaftungen folgt, dass das Klima im Helvet subtropischen Charakter hat, im Torton ist es abgekühlt.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návára.

P. SNOPKOVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM PANÓNSKÝCH SÚVRSTVÍ Z OKOLIA NITRY

(*Nemecké resumé*)

Úvod

Roku 1959 som vyhotovila pelovú analýzu zo vzoriek niektorých prvkov panónskych súvrství východnej časti Podunajskej nížiny (list Nitra). Vzorky k pelovej analýze mi poskytla E. Brestenská, ktorá spracovala územie po geologickej stránke. Za poskytnutie vzoriek i za informácie o teréne srdečne ďakujem jej a za cenné pripomienky pri vyhodnocovaní palynologického materiálu doc. dr. B. Pacltovej. V práci podávam palynologickú charakteristiku jednotlivých pliocénnych horizontov, ktoré vymedzila Brestenská (1959) ako spodný panón, nemčiňanské štrkopiesky, uhoľnú sériu a pestrú sériu. Palynologicky som spracovala 59 vzoriek z týchto lokalít: Vozokany (vrt N-7), Mechenice (vrt B-23), Pohranice (vrt B-25), Ondrejovce (vrt B-28), Čechy (vrt B-13) a Tvrdošovce. Podrobnejšie boli spracované vzorky z vrto B-23 a N-7, z ostatných lokalít sa spracovali len orientačne (pozri zprávu 1960).

Metodika práce, zachovanie pelových zŕn a spór

Materiál k pelovej analýze bol rôznorodej petrografickej povahy. Vzorky z vrto B-23, 25, 28, boli väčšinou uhoľné íly a uhlie, vzorky z vrtu N-7 väčšinou ílovitý rozpadavý pieskovec s hojnými rastlinnými zvyškami a vzorky z vrtu B-13 boli modravosivé, hrdzavoškvrnité jemne piesčité íly. Preto pre laboratórne spracovanie sme volili dvojakú metódu. Uhlie a čierne uhoľné íly sme spracovali metódou peroxydu vodíka, kombinovanou s metódou ťažkej kvapaliny $ZnCl_2$. Pre spracovanie piesčito-ílovitého materiálu, rozpadavého ílovitého pieskovca bola vhodnejšia metóda kyseliny fluorovodíkovej kombinovaná s metódou ťažkej kvapaliny $ZnCl_2$. Množstvo pelových zŕn bolo dosť veľké a ich zachovanie pomerne dobré. Jedine vo vzorkách z piesčito-ílovitého materiálu (najmä vzorky z vrtu N-7) bolo

veľa peľových zŕn skorodovaných. Pri určovaní sme sporomorfy zaradovali do prirodzeného systému. Tam, kde zaradenie do prirodzeného systému bolo neisté, použil sa umelý systém Thomson & Pfluga (1953).

Peľová analýza

Vo všetkých vzorkách skúmaných vrtoch z jednotlivých panónskych horizontov sú najbohatšie zastúpené tieto čelade, rody a skupiny: *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti* R. Pot.), spóry húb, borovice zo skupiny *Pinus Diploxylon* a *Haploxylon*, *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*, *Taxodiaceae* a *Cupressaceae* (*Inaperturopollenites dubius* R. Pot.), *Taxodium* sp., *Alnus* sp., *Carya* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp. a *Salix* sp. V menšom množstve sa vyskytli z ihličnatých drevín *Abies* sp., *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Sciadopitys* sp., cf. *Larix* a z listnatých drevín *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Pterocarya* sp., *Nyssaceae* (*Tricolporopollenites kruschi* R. Pot.), *Graminae* a *Compositae*. Ostatné peľové zrná a spóry, ktoré sa vyskytli len ojedinele, sú uvedené v tabuľke 1. Ako vyplýva z vyššie vymenovaných rastlinných zástupcov, ide na skúmaných lokalitách pravdepodobne o rastlinné spoločenstvá vyskytujúce sa v pomerne vlhkom prostredí miernej klímy, ktorá umožnila rozvoj miešaných lesov, typických pre mierne pásmo. Na základe porovnania s peľovými spektrami vrchného miocénu a pliocénu z územia ČSR (Pacltová 1955, 1958; Sitar 1958; Planderová -- Snopková 1959) a susedných štátov (Nagy E., 1958; Doktorowicz -- Hrebničná 1957; Szafer 1954; Leschik 1951, 1954; Thiergart 1954) ide na skúmaných lokalitách o rastlinné spoločenstvá typické skôr pre pliocén ako pre vrchný miocén. Poukazuje na to ubúdanie niektorých rastlinných prvkov, ktoré sa vyskytujú ešte pomerne hojne vo vrchnom miocéne (*Aquifoliaceae*, *Liquidambar*, *Engelhardtia*, *Myricaceae*, cf. *Podocarpus* a pod.), a pribúdanie charakteristických pliocénnych rastlinných rodov (*Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* a pod.).

Ako ukázali doterajšie predbežné výsledky, rastlinné spoločenstvá si zachovali vo všetkých panónskych horizontoch v podstate rovnaký ráz a zloženie. Badateľne sú však menšie rozdiely charakterizované väčším alebo menším zastúpením niektorých rastlín. Tieto rozdiely si môžeme vysvetliť rozmanitosťou ekologických podmienok, ktoré vplývali na rastlinné spoločenstvá počas usadzovania skúmaných sedimentov v jednotlivých horizontoch.

Spodný panón (lokalita Vozokany — vrt N-7) vyznačuje sa prevládajúcim peľovým zŕn ihličnatých rastlín, najmä borovic zo skupiny *Pinus Diploxylon* a *Haploxylon* a peľových zŕn rodu *Tsuga* (najmä *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*). Z listnatých drevín dominujú rody *Fagus*, *Ulmus*-*Zelkova*, *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula* a *Carya*. Zo spór výtrusných rastlín majú prevahu monoletné spóry bez perisporu z čelade *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti*

R. P o t.). Menej sú zastúpené triletné spóry čelade *Polypodiaceae* (*Laevigatisporites neddeni* R. P o t.). V pomere k vyššie ležiacim súvrstviam uhoľnej série sú v menšej miere zastúpené pelové zrná močaristých rastlín.

U h o ľ n á s é r i a (lokality Mechenice — vrt B-23, Pohranice — vrt B-25, Ondrejovce — vrt B-28) je charakterizovaná najmä močaristými rastlinnými zástupcami. V porovnaní so spoločenstvami zo súvrstvia spodného panónu, prevládajú z konifer pelové zrná čelade *Taxodiaceae* a *Cupressaceae*, z listnatých drevín rody *Alnus*, *Carya* a *Salix*. Zvlášť bohato sú zastúpené vo vzorkách uhlia, kde predstavujú pravdepodobne autochtónny rastlinný prvok. Zo spór dominujú monoletné spóry čelade *Polypodiaceae* a spóry húb, ktoré spolu s jelšou (*Alnus*) tvoria zložku prevládajúcu v pelových spektrách uhoľnej série. Na tvorbe uhlia i uhoľných ílov sa značným podielom zúčastnili menované čelade a rody. Okrem hojného zastúpenia močaristých rastlín v menšom množstve sa vyskytujú i suchomilnejší zástupcovia, najmä rôzne druhy borovic (*Pinus Diploxylon* a *Haploxylon*), *Cedrus* sp., *Picea* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp. a pod., ktoré tvorili hlavnú súčasť blízkych lesných porastov.

P e s t r á s é r i a (lokality Čechy — vrt B-13) má približne podobné zastúpenie rastlinných rodov a čeladi ako predošlé súvrstvia. Zase prevládajú rastlinné spoločenstvá s nárokmi na vlhké prostredie. Hojne sa vyskytuje jelša a z ihličnatých znova majú prevahu bezkrídle pelové zrná čelade *Taxodiaceae*. Zo spór prevládajú spóry z čelade *Polypodiaceae*. Vo všetkých vzorkách hojnejšie je zastúpená skupina pelových zrn nestromových rastlín (*Gramineae*, *Compositae*), ktoré popri jelši dosahujú najväčšie percento v pelovom spektre tohto horizontu. Bohatší výskyt pelových zrn nestromových rastlín v pelových spektrách podľa mienky D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k e j J. (1957), charakterizuje už mladší pliocén. V súvrstvách pesternej série sa našli okrem vyššie spomínaných pelových zrn nestromových rastlín menšie guľovité tvary asi 27 μ , ktoré L e s c h i k (1954) považuje za pelové zrná vodných rastlín *Nymphaeaceae* (?) alebo *Lemnaceae*. Takéto pelové zrná sú popísané z vrchného pliocénu Hünfeldu (Hessensko).

Záver

Podľa predbežných výsledkov získaných peľoanalytickou metódou z jednotlivých panónskych horizontov môžeme predpokladať, že rastlinné spoločenstvá si zachovali v podstate rovnaký ráz a zloženie. Okrem toho poukazujú na vlhké prostredie, jednotnú i stálu klímu mierneho pásma. Medzi jednotlivými horizontami boli zistené len malé rozdiely vo väčšom alebo menšom zastúpení niektorých rastlinných prvkov. Tak v súvrstvách spodného panónu (vrt N-7) prevládajú rastlinné čelade a rody s nárokmi na niečo suchšie prostredie ako vo vzorkách z uhoľnej série (vrt B-23, 25, 28), kde dominujú zase rastlinné spoločenstvá s prevahou močaristých druhov. V pesternej sérii (vrt B-13) pozorujeme tiež prevahu vlhko-

Zastúpenie spór a peľových zŕn v panónskych horizontoch

Sporomorphy	Lokality — vrty					Tvrdošovce
	N-7	B-23	B-25	B-28	B-13	
a) Výtrusné a peľové zrná ihličnatých rastlín						
<i>Laevigatosporites haardti</i> R. Pot.	○	=	×	×	×	○
<i>Laevigatisporites neddeni</i> R. Pot.	○	○	—	○	○	—
<i>Lycopodium</i> sp.	—	—	—	○		
<i>Sphagnum</i> sp.	—	—	—			
cf. <i>Pteridium</i>	—					
<i>Reticuloidosporites secundus</i> R. Pot.	—				—	=
<i>Verrucatosporites alienus</i> R. Pot.	—	—				
<i>Verrucatosporites favus</i> R. Pot.	—					
cf. <i>Selaginella</i>	—					
<i>Osmunda</i> sp.	—	—	—		○	
<i>Triplanosporites</i> sp.	—	—				
Spory húb	—	○	—	+	—	○
<i>Abietaceae</i> (bližšie neurčené)	×	+	+	×	+	×
<i>Pinus</i> skupina <i>Diploxylon</i>	×	+	○	+	○	=
<i>Pinus</i> skupina <i>Haploxylon</i>	+	○	○	○	○	○
<i>Abies</i> sp.	—	—	—	—	—	—
<i>Keteleeria</i> sp.	○		—			
<i>Picea</i> sp.	○	○	—		—	—
<i>Cedrus</i> sp.	○	—	—		—	
<i>Tsuga canadensis</i> typ <i>Rudolph</i>	—	—			—	
<i>Tsuga diversifolia</i> typ <i>Rudolph</i>	○	—	—		—	
cf. <i>Larix</i>	○	—	—	—	—	
<i>Inaperturopollenites dubius</i> R. Pot.	○	+	×	+	×	+
<i>Taxodium</i> sp.	—	+	○	○	—	—
cf. <i>Sequoia</i>	—	—		○	○	
<i>Podocarpus</i> sp.	○	—	—			
<i>Cupressaceae</i>		○	—			
<i>Sciadopitys</i> sp.	○	—	—	—	—	○
b) Peľové zrná krytosemenných rastlín						
<i>Betula</i> sp.	○	—	+		—	
<i>Carpinus</i> sp.	○	○	—		—	
<i>Alnus</i> sp.	○	×	×	+	×	○
<i>Corylus</i> sp.	○	—	○	—	○	—

Pokračovanie tabuľky 1.

Sporomorphy	Lokality — vrty					
	N-7	B-23	B-25	B-28	B-13	Tvrdošovce
<i>Carya</i> sp.	+	×	+	○	○	—
<i>Pterocarya</i> sp.	—	○	○	—	○	—
<i>Juglans</i> sp.	—	—	—	—	—	—
<i>Engelhardtia</i> sp.	○	—	—	—	—	—
<i>Juglandaceae</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Cupuliferae</i> ?	—	○	○	○	—	—
<i>Quercus</i> sp.	○	○	○	○	○	—
<i>Fagus</i> sp.	+	○	○	—	—	—
<i>Ulmus-Zelkova</i>	○	○	○	○	○	—
<i>Tilia</i> sp.	—	○	○	—	—	—
<i>Salix</i> sp.	○	+	—	—	○	—
cf. <i>Acer</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Liquidambar</i> sp.	—	—	—	—	—	—
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> R. Pot.	—	○	—	○	—	—
<i>Tricolporopoll. pseudocingulum</i> R. Pot.	—	○	—	○	—	—
<i>Tricolporopoll. megaexactus</i> R. Pot.	—	—	—	—	—	—
<i>Tricolporopollenites kruschi</i> R. Pot.	○	—	—	—	—	—
<i>Tricolporopoll. margaritatus</i> R. Pot.	—	—	—	—	—	—
<i>Tricolpopollenites asp. laesus</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Myricaceae</i>	—	—	○	—	—	—
cf. <i>Staphylea</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Graminae</i>	○	○	—	○	+	○
<i>Asteraceae</i>	—	—	=	—	×	○
<i>Chenopodiaceae</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Ericaceae</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Sparganium</i> sp.	—	—	—	—	○	—
<i>Tricolporopollenites</i> sp.	—	○	—	—	—	—
<i>Monocolpopoll. cf. areolatus</i> R. Pot.	—	—	—	—	—	—
<i>Periporopollenites</i> sp.	—	○	—	—	—	—
<i>Massula</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Ovoidites cf. ligneolus</i> R. Pot.	—	○	—	—	—	—
Rôzne spóry	—	○	○	—	—	—
Ostatné	○	○	×	+	—	○

Vysvetlivky: — zriedkavý výskyt; ○ mierny výskyt; + pravidelný výskyt; × hojný výskyt; = veľmi hojný výskyt.

milných druhov, no v porovnaní s predošlými súvrstviami sa percentuálne vyskytuje väčšie množstvo pelových zrn nestromových rastlín (*Compositae, Graminae*). Všetky spomínané rozdiely pravdepodobne vyplývajú z rozmanitosti ekologických podmienok, ktoré v značnej miere vplývali na kvantitatívne zastúpenie jednotlivých rastlinných druhov.

Geologický ústav D. Štúra

LITERATÚRA

- [1] Brestenská E., 1959: Predbežná zpráva o výskume terciéru západnej časti listu Nitra M-34-XXXI. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [2] Doktorowicz-Hrebnická J., 1957: Wzorcowe spektra pyłkowe pliocenskich osadov wegłonosnych. Z badań flor trzeciorzeczowych. Tom 2. Warszawa. — [3] Leschik G., 1951: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau. Paleontograph. 92. Abt. B. Stuttgart. — [4] Leschik G., 1954: Die oberpliozäne Flora von Hünfeld (Hessen). Senckenbergiana Lethaea. Bd. 35. No. 3–4. Frankfurt a. M. — [5] Nagy E., 1958: A Mátraaljai felső-pannoniei kori barnaköszén palinologiai vizsgálat. A Magyar Állami Földtani Intézet Evkönyve 47. Kötet 1. Füzet. Budapest. — [6] Němejč F., 1955: Zpráva o paleobotanickém výzkumu neogenních uložení v kremnické a štiavnické vulkanické oblasti. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955. Praha. — [7] Němejč F., 1960: Paleobotanické výzkumy ve východoslov. třetihorním útvaru. Zpráva. — [8] Pacltová B., 1955: Palynologický výzkum slov. neogénu. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1955. Praha. — [9] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum terciéru v oblasti Handlová na Slovensku. Čas. pro mineral. a geol. roč. 3, č. 3. Praha. — [10] Pacltová B. — Žert B., 1958: Zpráva o palynologickém výzkumu sedimentů chebské pánve v roce 1958. — [11] Planderová E. — Snopková P., 1960: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica, Geol. práce, Zprávy 19. — [12] Rein U., 1950: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am Linken Niederrhein. Geol. Jb. Bd. 65. Hannover. — [13] Szafer W., 1954: Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Inst. Geol. Tom. 11. Warszawa. — [14] Sitár V., 1958: Pannónska flóra z okolia Pezinku podľa pelových analýz. Acta geol. et geograf. Univ. Com. Geologica, Tom 1. Bratislava. — [15] Thiergart F., 1954: Pollen und Sporen aus dem Pliozän von Willerhausen. Geol. Jb. 3. H. 5. Berlin. — [16] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Palaeontograph. 94. Abt. B. Stuttgart.

PAULINA SNOPKOVÁ

PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER PANNONSCHICHTEN AUS DER UMGEBUNG VON NITRA

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse der palynologischen Analyse von Proben aus einigen Bohrungen im östlichen Teil der Donautiefenebene (Umgebung der Stadt Nitra) übermittelt.

Auf Grund der vorläufigen Ergebnisse der Pollenanalyse einiger Pannonhorizonte gelangen wir zur Ansicht, dass die Floraassoziationen ihren Charakter und Zusammensetzung behalten haben. Sie weisen auf ein feuchtes Milieu, einheitliches und beständiges Klima der gemessigten Zone hin. Zwischen einzelnen Horizonten wurden nur geringe Unterschiede beobachtet, und zwar in der reicheren oder geringeren Vertretung einzelner Pflanzenelemente. So z. B. in der Schicht-

folge des Unterpannon (die Bohrung N-7) überwiegen die Pflanzengattungen, die ein mehr trockenes Milieu bevorzugten als diejenigen der Kohlenserie (die Bohrung B-23, 25, 28), wo die Sumpfformen dominieren. In der bunten Serie (die Bohrung B-13) dominieren wiederum feuchtliebende Arten, aber im Vergleich mit anderen Schichtfolgen kommen da weniger die Baumpflanzen und mehr die anderen Pflanzen vor (*Compositae*, *Graminae*). Alle diese Unterschiede sind wahrscheinlich nur an verschiedene ökologische Bedingungen zurückzuführen, die ziemlich stark die quantitative Zusammensetzung der Pflanzenassoziationen beeinflussen.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 20

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra
roku 1960

vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal Maheľ, doktor geologicko-mineralogických vied

Technická redaktorka dr. Zuzana Višnyiová

301-3. Daň 5 %. 25056/59-VO. Náklad 900 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. PH 9,35,
AH 15,73, VH 16,21. Vytlačila PRAVDA, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave zo sadzby garmond
Kolektív.

Cena brož. Kčs 19.—

56/III-3

K-03*01178



1



2



3



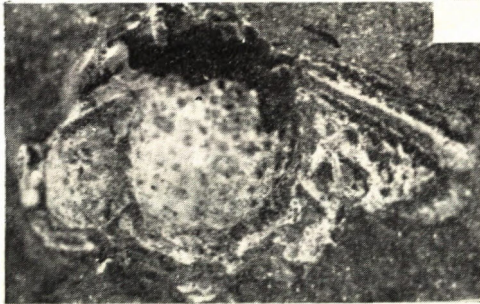
4



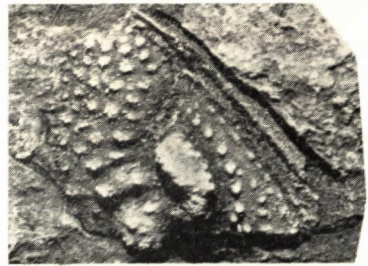
1



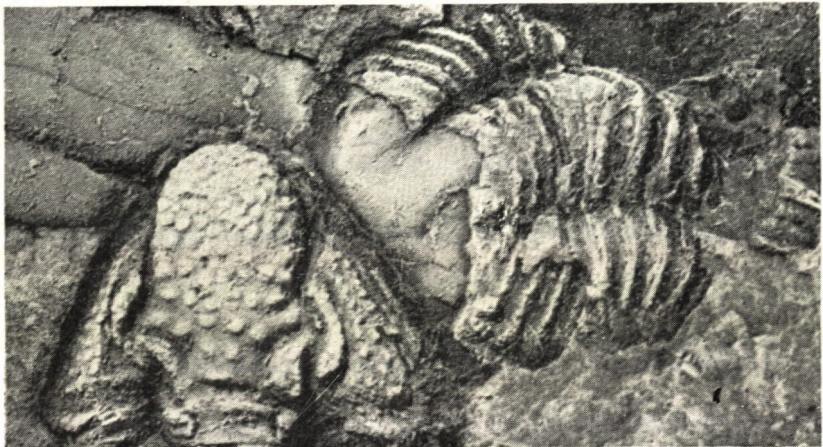
2



3



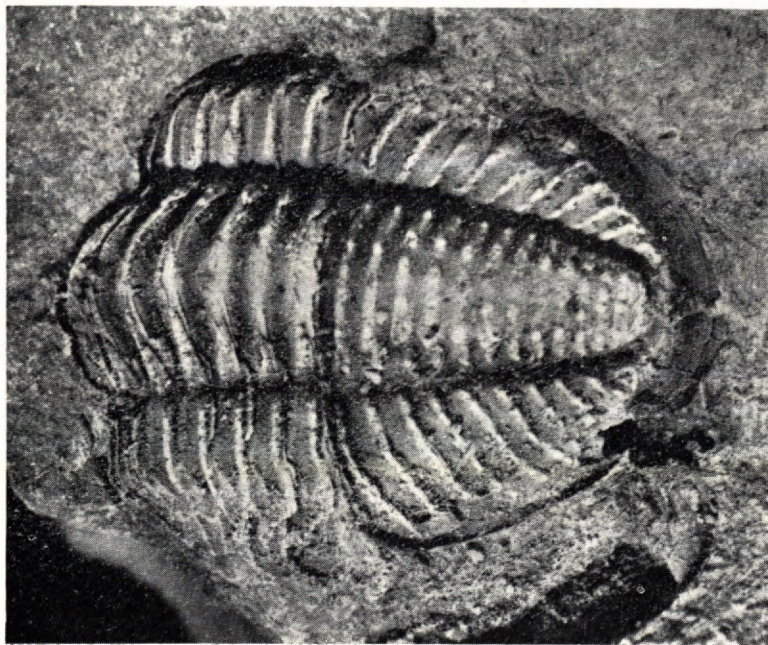
4



5



1

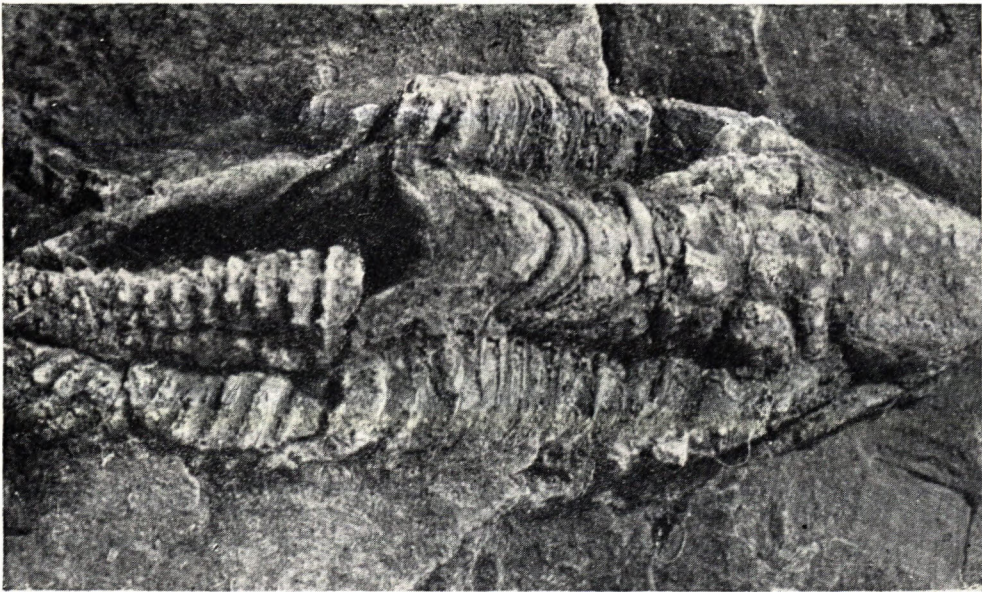


2





1



2



1



2



3







1



3



2



4



1



2

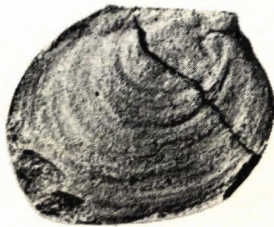




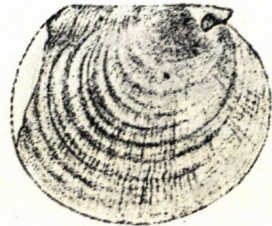
1



2



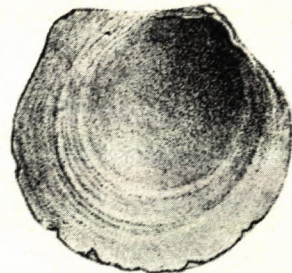
3



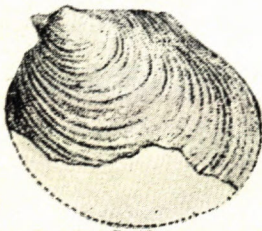
4



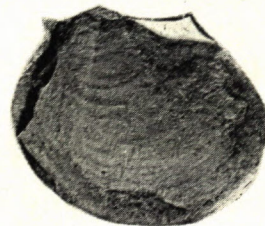
8



9



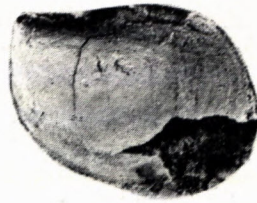
6



5



1



2



3



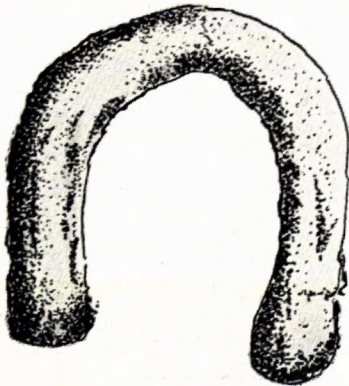
4



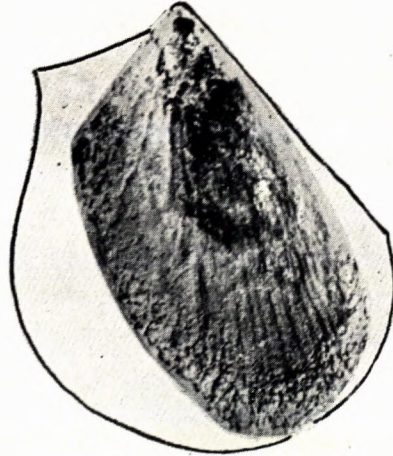
5



6



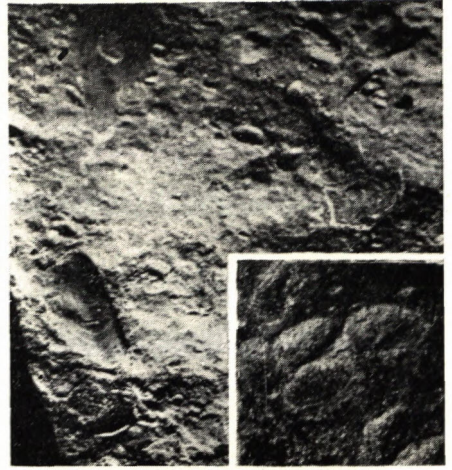
8



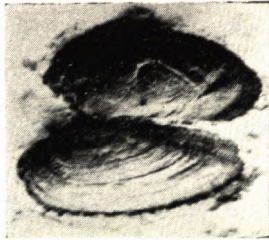
7



1



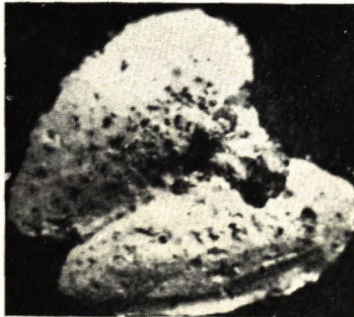
2



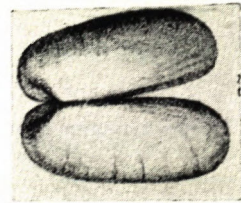
3



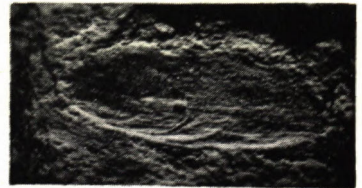
4



5



6





1



2



4



6



7



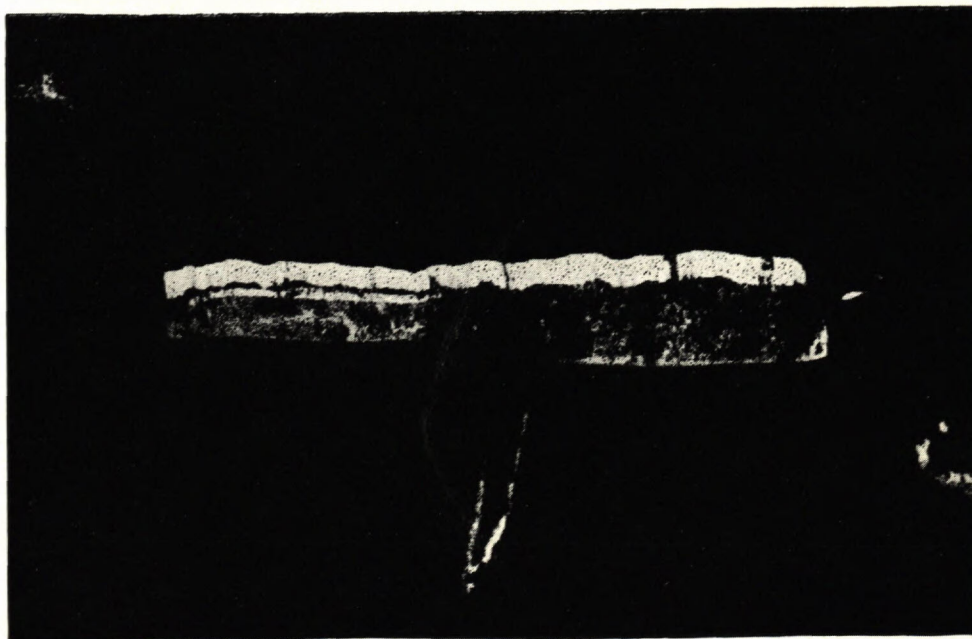
3



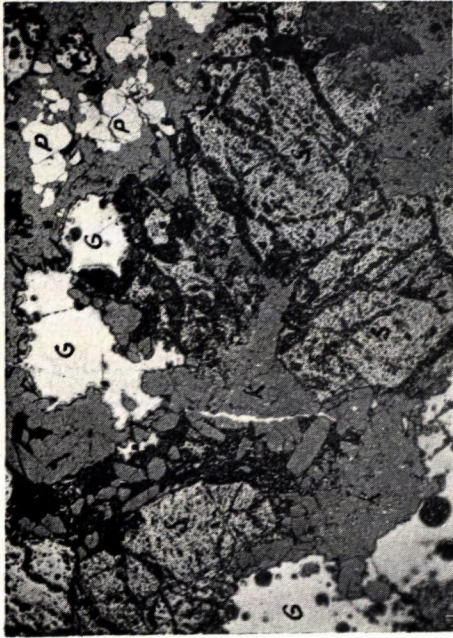
5



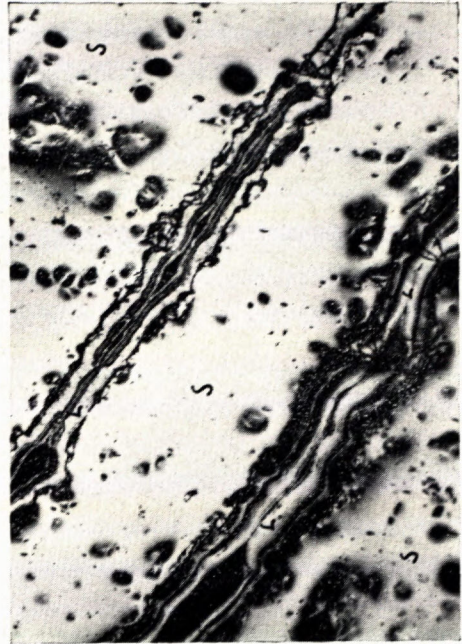
Obr. 1. Detailní přesmyková tektonika z nadloží ložiska.



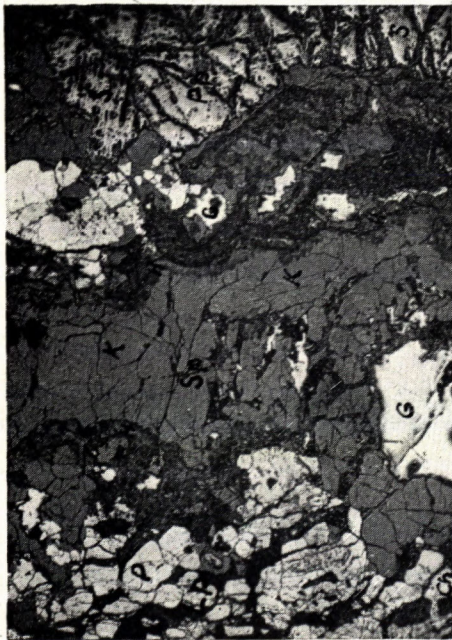
Obr. 2. Proplástek sádrovce z podloží ložiska (příčný řez vrtním jádrem).



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 4.



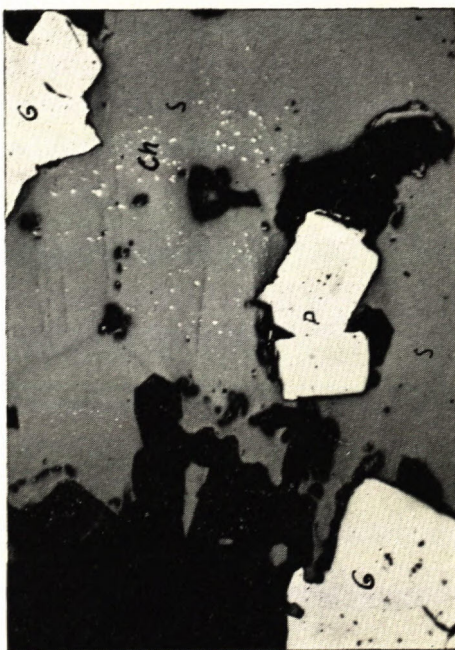
Obr. 1.



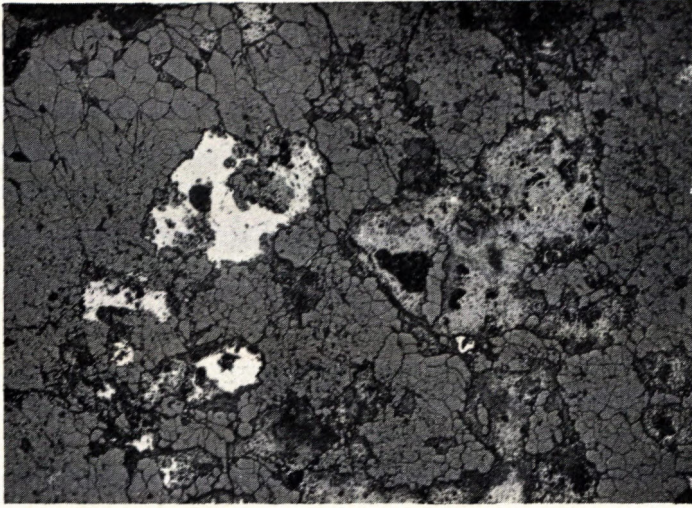
Obr. 2.



Obr. 3.



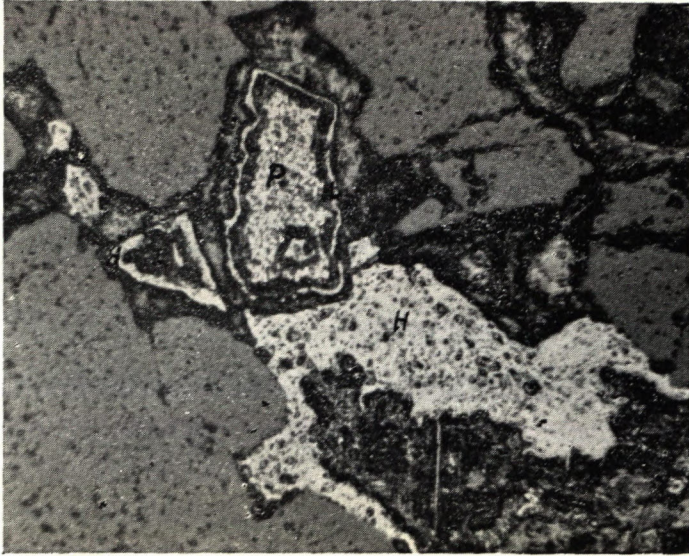
Obr. 4.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 1.



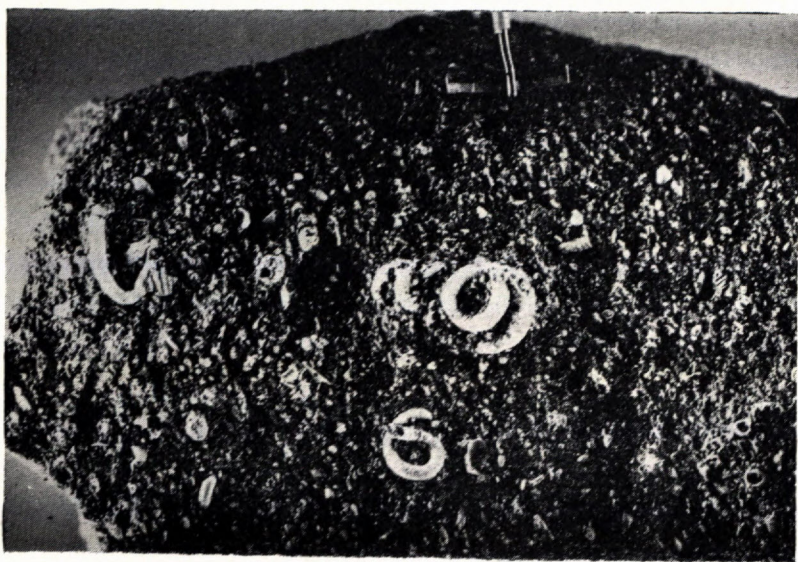
Obr. 2.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 1. Organogénnodetritický piesčitý vápenec so serpentinitmi; Rozmarín pusta.



Obr. 2. V koryte Hrona na báze vystupujú neogénne cedimenty; nad nimi sú terasové štrky a štrkopiesky, pokryté sprašou; Hronské Vozokany.



Obr. 1. *Monophyllites aonis* Mojsisovics 1879
nájdený při Východnej; zvětšený 2×.