

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 16

1B19 c1



1731/1959

OBSAH

1. Kantor J.: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K ⁴⁰ -metódy . . .	5
2. Dlabač M.—Štaud M.: Složení a vznik nafty v čs. části vnitroalpské Vídeňské pánve	11
3. Juránek J.: Význam oxidačně-redukčních vlastností hornin pro naftovou prospekci	35
4. Mišík M.: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonátických hornín	61
5. Guľa J. Geologické pomery magnezitového ložiska Lubeník a jeho okolia	79
6. Michalenko J.: Predbežná zpráva o výskyte molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žulách v Malej Železnej doline v Nížkych Tatrách	101
7. Krumbiegel G.: Geológia a paleontológia hnedouhoľného ložiska Geiseltalu pri Halle/Saale, NDR	105
8. Radzo V.: Mineralogicko-chemický rozbor bentonitu od Fintíc, okr. Prešov	115
9. Leško B.—Đurkovič T.—Čičel B.: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku	131
10. Kubíny D.: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole	143
11. Bystrický J.: Výskyt riasy Diplopora annulatissima Pia v Slovenskom kráse	177
12. Géczy B.: Tragophylloceras vadászi (Lóczy 1915) emend. nov. z bradlového pásma severozápadných Karpát	183
13. Rakus M.: Cymaceras guembeli (Oppel 1863) nový druh pre centrálnu Karpaty	187
14. Zorkovský B.: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stošky na západnom okraji Muránskej plošiny	193
15. Zorkovský B.: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne severne od Švermova (býv. Telgárt)	198

INHALT

1. Kantor J.: Beitrag zur Kenntnis der Granite des Vepor-Gebirges nach der A/K ⁴⁰ -Methode	5
2. Dlabáč M. — Štaud M.: Die Entstehung und Zusammensetzung der Erdöle im tschechoslowakischen Teil des Wiener Beckens	11
3. Juránek J.: Bedeutung der oxyd.-red. Eigenschaften der Gesteine für die Erdölprospektion	35
4. Mišík M.: Entwurf einer einheitlichen Klassifikation und Terminologie von gemischten karbonatischen Gesteinen	61
4. Guľa J.: Geologische Verhältnisse der Magnesitlagerstätte Lubeník und ihrer Umgebung	79
6. Michalenko J.: Vorläufiger Bericht über Molybdenitvorkommen in Muskovit-Pegmatiten und aplitischen Graniten im Talbecken von Malá Železná dolina in der Niederen Tatra	101
7. Krumbiegel G.: Geologie und Paläontologie der Braunkohlenlagerstätte Geiseltal bei Halle/Saale	105
8. Radzo V.: Mineralogisch-chemische Analyse des Bentonites von Fintice, Bez. Prešov	115
9. Leško B. — Ďurkovič T. — Čičel B.: Spuren des paläogenen Vulkanismus in der Ostslowakei	131
10. Kubíny D.: Bericht über die geologische Kartierung in der breiteren Umgebung des Berges Králova hoľa in der Niederen Tatra	143
11. Bystričský J.: Vorkommen der Alge <i>Diplopora annulatissima</i> Pia im Gebirge Slovenský kras	177
12. Géczy B.: <i>Tragophylloceras vadászi</i> (Lóczy 1915) emend. nov. aus der Klippenzone der NW Karpaten	183
13. Rakús M.: <i>Cymaceras guembeli</i> (Oppel 1863) eine neue Art in den Zentralkarpaten	187
14. Zorčovský B.: Bericht über das petrographisch-chemische Studium der Melaphyre aus dem Werfen der Umgebung von Veľká Stoška am Westrand des Talbeckens Muráňska plošina	193
15. Zorčovský B.: Bericht über das petrographisch-chemische Studium der Melaphyre aus dem Werfen nördlich von Švermovo (ehem. Telgárt) in der Mittelslowakei	198

JÁN KANTOR

PRÍSPEVOK K POZNANIU VEPORIDNÝCH GRANITOV
PODLA A/K⁴⁰-METÓDY

(*Nemecké resumé*)

Kata- a mezozonálne metamorfované horniny vystupujú v Centrálnych Západných Karpatoch v tzv. tatro-veporidách. Ich externú, severnejšiu časť tvorí katakryštalínium s granitoidmi vlastných tatríd. Veporidné kryštalínium buduje vnútornú, južnejšiu časť, ktorá cez „zónu Kohúta“ s prevládajúcim mezozonálnym charakterom metamorfózy naväzuje na najvnútornejšie epimetamorfované paleozoikum gemeríd.

Hlboko metamorfované kryštalické bridlice s produktami magmatizmu prevažne granitoidného charakteru vytvárajú pre Západné Karpaty typické stavebné jednotky — jaderné pohoria.

Najstarším paleontologicky preukázaným útvarom je stredný karbón gemeríd, kým z ostatných kryštalínických oblastí nie sú známe fosilné zvyšky, ak odhliadneme od doteraz paleontologicky nespracovaného nálezu z Malých Karpát (Cambel). V dôsledku toho je stratigrafické začleňovanie kryštalických bridlíc i erupívnych hornín a metamorfózy za použitia bežných metód geologického výskumu často problematické.

V ďalšom sa dotknem niektorých otázok súvisiacich s magmatizmom veporíd, ako ony vyplynuli z aplikácie rádioaktívnych metód geochronologického datovania. Ide teda o údaje získané nezávisle od doterajších geologických výskumov. Širšie použitie rádioaktívneho a izotopického výskumu sa javí vôbec najperspektívnejšou cestou pre objasnenie mnohých zásadných otázok týkajúcich sa kryštalínika.

Detailnejšie sa budem zaoberať niektorými problémami kryštalínika na inom mieste, tu sa dotknem iba magmatizmu veporíd.

Veporské pohorie, rozprestierajúce sa oproti Nízkym Tatrám, na juhu od rieky Hron predstavuje územie s klasicky vyvinutým veporidným kryštalínikom.

Ak odhliadneme od starších prác, bolo toto územie v novšej dobe systematicky detailne študované V. Zoubkom (1928—1958) a v posledných rokoch tiež D. Kubíny (1954, 1958).

V. Zoubek (1936) tu vymedzil dva hlavné typy granitoidov: bázickejšiu žulu od Sihly a kyslejšiu od Hrončoka. Porovnáva ich so žulami tatríd. Žula od Sihly odpovedá dumbierskemu typu z Nízkych Tatier, kým hrončocký typ má svoje analogon v prašivskom granite. Niečo odchylny charakter žúl je dôsledkom dislokačnej metamorfózy, ktorou prešli počas alpínskeho orogénu. V súlade so staršími autormi považuje ich spolu s tatrídnyimi granitmi za hercynské.

D. Kubíny (1958) zistil na základe detailného geologického mapovania, že hrončocká žula je viazaná svojím vystupovaním na významnú tektonickú líniu, ktorá sa uplatnila počas karpatského orogénu. Nadhodil preto možnosť jej alpínskeho veku.

V. Zoubek (1958) sa v svojej najnovšej práci o kryštaliniku Centrálnych Západných Karpát, predloženej v týchto dňoch na zasadaní Karpatsko-balkánskej asociácie v Kijeve, znovu zaoberá metamorfizmom a magmatizmom predmezozoických sérií.

Opierajúc sa hlavne o drobnotektonické štúdie M. Mášku prehodnotil V. Zoubek zásadným spôsobom svoje doterajšie náhľady. Serorogénnym granitoidom tatroveporíd, považovaným doteraz za produkt variského orogénu, pripisuje praekambriický vek. V „zóne Kohúta“ a kryštalinika Malých Karpát došlo k intrúziám uvedených granitoidov počas bajkalskej fázy, kým v externejších tatrídnych pásmach môže byť metamorfóza i intrúzie ešte staršie.

O serorogénnych granitoidoch — *dumbierskej žule*, *malokarpatskej žule* a *granite od Hrončoka* uvádza, že ich vzájomný pomer nie je vždy jasný. Väčšinou ide o rovnako staré magmatity, navzájom spojené prechodmi. Naproti tomu sú tieto žuly staršie ako autometamorfné granity jaderných pohorí (Prašivá, Kossistá atď.).

Z uvedeného prehľadu je zrejmé, že často ani veľmi detailný geologický výskum za použitia obvyklých metód nemôže poskytnúť jednoznačne interpretovateľné výsledky. Prijatie ktorejkoľvek z nadhodených alternatív by však celkom zmenilo naše nazeranie nielen na geologický vývoj tatroveporíd, ale celých Západných Karpát.

Otázka, či v danom prípade ide o assyntský, variský alebo alpínský magmatizmus má príliš ďalekosiahly dosah a núti hľadať nové cesty a nové fakty, na základe ktorých by sa nám javila v čo najsprávnejšom svetle geologická história príslušného územia.

Žula od Hrončoka

Hrončocká žula (Zoubek 1936) predstavuje acidný typ veporidných žúl. Bola pomenovaná podľa osady Hrončok v údolí Kamenistého potoka (asi km jv. od Brezna n/Hronom), odkiaľ sa tiahne v podobe úzkeho pruhu k severovýchodu. Dosahuje maximálnej šírky okolo 2,5 km.

Úzke pretiahnuté teleso leží pri významnej tektonickej línii, oddeľujúcej južnú veporidnú zónu Kráľovej Hole od severnejšej zóny krakovskej. Jeho juhozápadné ukončenie vytvárajú pyroklastiká a výlevy andezitov Iubietovského Vepora, ktorými je západné pokračovanie hrončockého granitu prikrýté.

Pozoruhodným znakom tohto granitu je prítomnosť silne usmernenej okrajovej fácie, ktorá mu dodáva miestami až charakter ortorúl.

Od ostatných veporidných granitoidov sa hrončocká žula líši vedľa usmernenia svojím výraznejším leukokrátym charakterom s pomerne malým zastúpením biotitu a tendenciou vytvárať porfýrické fácie s väčšími výrastlicami draselných živcov.

Pre výskum A/K⁴⁰-metódou som vybral vzorku z údolia Kamenistého potoka asi 0,5 km juhovýchodne od jeho sútoku s potokom Hrončok, teda z lokality odkiaľ žulu typu Hrončok opísal Zoubek.

Žula je tu zreteľne usmernená s 1–1,5 cm veľkými porfýrickými výrastlicami sivých draselných živcov, u ktorých môžeme i makroskopicky pozorovať zdvojitnenie podľa karlovarského zákona. Plagioklasy sú spravidla drobnejšie. Biotit je pomerne drobnošupinkovitý. Na plochách lomu badať miestami hojné veľmi drobné šupinky sericitu. Kremenné zrná nedosahujú v študovanom materiále veľkosti živcových vyrastlíc.

Mikroskopický charakter nami skúmaných vzoriek vcelku odpovedá opisu uverejnenému V. Zoubkom (1936).

Z draselných živcov prevláda mikroklín-mikropertit, ktorý býva pomerne čerstvý, len málo postihnutý sericitizáciou. Intenzívnejšie sú premenené plagioklasy, a to na zmes sericitu, minerálov epidot-zoizitovej skupiny a albitu.

Biotit obsahuje pomerne často buď ojedinelé mikrolitické ihličky, alebo i pravidelne usporiadané mriežky sagenitu. Vo väčšom alebo menšom množstve bývajú prítomné minerály epidot-zoizitovej skupiny. K nim sa pridružuje niečo apatitu v podobe väčších zaoblených kryštálikov a zirkón, okolo ktorého bývajú vyvinuté intenzívne pleochroické dvorky. Chloritizácia biotitu sa zdá byť veľmi zriedkavým javom.

Miestami vystupuje biotit v spoločných zhlukoch s muskovitom.

Kremeň tvorí obvykle mozaiku z drobných, neundulóznych alebo len slabou undulóznych zrn.

Významné miesto prislúcha granátu, ktorý je podstatnou mierou zastúpený v ťažkej frakcii hrončockého granitu.

Podľa chemickej analýzy V. Veselého publikovanej Vl. Zoubkom (1936) vykazuje žula od Hrončoka toto zloženie:

SiO ₂	72,39 %
TiO ₂	0,18
Al ₂ O ₃	14,25
Fe ₂ O ₃	0,04
FeO	2,28
MnO	0,04
CaO	1,44
MgO	0,46
K ₂ O	4,70
Na ₂ O	3,36
H ₂ O+	0,71
H ₂ O-	0,13
P ₂ O ₅	0,13
	100,01

Z hrončockého granitu boli pre datovanie opierajúce sa o rádioaktívny rozpad K⁴⁰ na A⁴⁰ použité dva koncentráty: biotitový a živcový.

Výsledky pri použití konštant $\lambda_K = 6,02 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$ a $\lambda_\beta = 4,9 \times 10^{-10} \text{ r.}^{-1}$, sú pre:

1. živcový koncentrát:

$$K = 5,81 \%$$

$$K^{40} = 0,697 \times 10^{-5} \text{ g/g}$$

$$A = 2,687 \times 10^{-5} \text{ cc/g, čo odpovedá absolútnemu veku}$$

$$t = 110 \text{ miliónov rokov}$$

2. biotitový koncentrát:

$$K = 5,768 \%$$

$$K^{40} = 0,692 \times 10^{-5} \text{ g/g}$$

$$A = 2,779 \times 10^{-5} \text{ cc/g, z čoho plyní vek}$$

$$t = 115 \text{ miliónov rokov}$$

Podľa týchto výsledkov sa nám granit od Hrončoka javí ako alpínsky — kriedového veku.

Pri celkovom posúdení obdržaných hodnôt treba mať na zreteli niekoľko skutočností. Takými sú v prvom rade určité zmeny u biotitov a draselných živcov. Ak v zmysle výsledkov A/K⁴⁰-metódy predpokladáme alpínsky vek granitu, potom k pozorovaným premenám mohlo dôjsť hlavne v období bezprostredne naväzujúcom na intrúziu. Následkom sekundárnych zmien mohlo teda hlavne u biotitu uniknúť len veľmi malé množstvo argónu, jednak pre malé časové rozpätie medzi kryštalizáciou biotitu a jeho premenou, jednak pre malý rozsah samotnej premeny.

Tieto skutočnosti platia aj o draselných živoch. Nakoľko je energia aktivácie argónu u živcov podstatne nižšia ako u sludy (Gerling — Morozová, 1957), môže dôjsť k určitým stratám argónu s postupom času nezávisle od ďalších premien.

Na druhej strane môže dôjsť pri výskume argón-káliovou metódou bez izotopického rozboru — ako je tomu v danom prípade — k určitej kontaminácii vzdušným argónom.

Predpoklad o staršom veku intrúzie hrončockého granitu by sme mohli dať do súladu s nameraným obsahom argónu iba v tom prípade, ak by sme pripustili, že všetok argón nahromadený do alpínskeho orogénu bol počas tohto orogénu z granitu úplne vypudený. Mineralogický charakter granitu a energia aktivácie argónu zo sludy však činia takýto predpoklad dosť nepravdepodobným, a to tým viac, že veporidný granit typu „Sihla“ s veľmi podobnou geologickou históriou je i podľa A/K⁴⁰-metódy hercynský.

O vplyve alpínskej metamorfozy na uchovanie argónu v starších horninách budeme môcť získať obraz na základe väčšieho počtu A/K⁴⁰-analýz, hlavne z oblasti veporíd.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Literatúra.

[1] Gerling E. K.—Morozova I. M., 1957: Opredelenje energii aktivacii vydelenia argona iz sljud. Geochimija, No. 4. Moskva. — [2] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [3] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. Práce, Zprávy 12. Bratislava. — [4] Zoubek V., 1928: Geologické studie z pohorí Veporu na Slovensku. Věstník SGÚ IV. Praha. — [5] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zón sousedních jižně Podbrezové. Věst. SGÚ VI. Praha. — [6] Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Vel. Revúca. Věst. SGÚ VIII. Praha. — [7] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídél. Věst. SGÚ XI. Praha. — [8] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. SGÚ XII. Praha.

JÁN KANTOR

BEITRAG ZUR KENNTNIS DER GRANITE DES VEPOR-GEBIRGES NACH DER A/K⁴⁰-METHODE

Meso- und katazonal metamorphierte Gesteine treten in den Zentralen Westkarpaten, in den sog. Tatro-Veporiden auf. Ihr externer, nördlicher Teil, wird durch die eigentlichen Tatriden (Granitoide, Katakristallin) repräsentiert. Das veporide Kristallin bildet den inneren, südlicheren Teil, welcher durch die Zone des Kohút-Massivs mit überwiegend mesozonalem Charakter der Metamorphose an das innerste, epimetamorphierte Paläozoikum der Gemeriden anknüpft.

Die tiefmetamorphierten kristallinen Schiefer bilden mit den Granitoiden die für Westkarpaten typischen Kerngebirge.

Die stratigraphische Stellung der kristallinen Schiefer, der Metamorphose und der Granitoide ist oft unklar.

Es werden an dieser Stelle gewisse Probleme des Plutonismus granitischer Gesteine in den Veporiden erörtert.

Das Vepor-Gebirge breitet sich gegenüber der Niederen Tatra, südlich des Flusses Hron aus. Dieses Gebiet wurde in den letzten Jahren hauptsächlich durch V. Zoubek und D. Kubiny geologisch kartiert.

V. Zoubek (1936) hat hier zwei Granittypen unterschieden, einen basischeren (Typus Sihla) und einen leukokraten (Typus Hrončok). Der erste wird mit dem Ďumbier-Granit, der zweite mit dem Granit-Typus „Prašivá“ der Niederen Tatra verglichen. Im Einklang mit älteren Autoren werden sie auch von Zoubek als varistische Intrusionen betrachtet.

D. Kubiny (1958) stellte fest, dass der Granit von Hrončok längs einer tektonischen Linie auftritt, längs welcher die südliche Kráľová hola-Zone über die Kraklová-Zone der Veporiden überschoben wurde. Er ist daher geneigt dem Granit von Hrončok alpidisches Alter zuzuschreiben.

V. Zoubek (1958) hat in seiner neuesten Arbeit, die auf der Tagung der Karpatisch-Balkanischen Assoziation in Kijev in der UdSSR in diesen Tagen vorgelegt wurde, eine Synthese über den Magmatismus und Metamorphismus in den Westkarpaten gegeben. Im Gegensatz zu seinen bisherigen Ansichten schreibt er den serorogenen Granitoiden präkambrisches Alter zu.

Es wurde daher versucht durch die Anwendung der A/K⁴⁰-Methode neue Anhaltspunkte über das Alter der Granitoide des Vepor-Gebirges zu gewinnen.

Es wird die petrographische und chemische Charakteristik des Granites Typus „Hrončok“ gegeben.

Auf Kalium- und Argongehalte wurde ein Biotit- und ein Feldspatkonzentrat untersucht.

Die Resultate:

1. Feldspatkonzentrat.

$$K = 5,81 \%$$

$$A = 2,687 \times 10^{-5} \text{ cc/g.}$$

Das absolute Alter:

$$t \approx 110 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

2. Biotitkonzentrat.

$$K = 5,768 \%$$

$$A = 2,779 \times 10^{-5} \text{ cc/g.}$$

$$t \approx 115 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

Nach den Ergebnissen der A/K⁴⁰-Methode ist der Granit-Typus „Hrončok“ der Veporiden alpidischen Alters. Höheres Alter könnte man ihm nur in dem Falle zuschreiben, falls man das völlige Entweichen des Argons während des alpinischen Orogens voraussetzen würde. Im Gegensatz dazu ist der basischere „Sihla“-Granit nach der Kalium-Argon-Methode varistisch.

Geologisches Institut D. Štúr's.
Bratislava

M. DLABAČ—M. ŠTAUD

SLOŽENÍ A VZNIK NAFTY V ČESKOSLOVENSKÉ ČÁSTI VNITROALPSKÉ VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(*Německé resumé*)

1. Úvod

K intensivnímu výzkumu vzniku a akumulace naft Vídeňské pánve došlo až v posledním desetiletí. Obtížnost řešení spočívá jak v různorodosti naft, tak zejména v mnohotvárnosti ložisek a v bohaté tektonické členitosti severní části pánve.

Určitých kladných výsledků bylo možno docílit teprve po provedení podrobných chemických rozborů velkého počtu naft M. Štaudem v letech 1954—1957 a po přepočtení rozborů n-d-M metodou.

V práci Štaud — Dlabáč (1958) se stanovil důležitý poznatek o možnosti vzniku nafty ve všech souvrstvích neogénu Vídeňské pánve, jakož i jejich flyšovém podloží. Dále se v ní konstatovalo všestranné promigrování naft na jednotlivých strukturách, a to převážně bočním směrem, při čemž u zlomu přemigrovala nafta po styku pískových obzorů nebo po netěsnících zlomových plochách. Zvláště v oblasti hodonínsko-gbelské hrástě byla konstatována možnost téměř všesměrného přemigrování nafty, jako na příklad přemigrování flyšové nafty do svrchního burdigalu, svrchnoburdigalské nafty na diskordantním styku do tortonu, nebo na zlomovém styku do sarmatu. Podobné vztahy se stanovily také v jiných oblastech, jako v oblasti bílovické nebo vacenovické.

Z publikací o naftách z rakouské části Vídeňské pánve je pozoruhodná práce Muthenthaler — Edelmann (1956). Mimo diferenciaci naft při migraci, difusní efekty a názor na jednotnost původní matečné hmoty ve Vídeňské pánvi, ze které se potom teprve druhotnými vlivy vyvinuly jednotlivé typy naft, neuvádí autoři jiné závěry migračního nebo genetického rázu a omezují se na konstatování vlastností naft v jednotlivých ložiskách.

Ze starších prací všeobecného charakteru, které mají vztah k naší zprávě a které se v práci Štaud — Dlabáč (1958) necitovaly, je nutné se zmínit v prvé

řadě o práci „V ý z k u m n ě h o k o m i t ě t u — Tulsa, 1947“. Pro naši práci je jedním z nejzávažnějších poznatků tohoto širokého výzkumu velká různorodost naft v ložiskách „malých oblastí“. Jako hlavní důvod různorodosti naft se uvádí sedimentační prostředí. Konečně se zde uvádí poznatek o vlivu infiltrované vody na větrání nafty v ložisku.

V příspěvku, předneseném na světovém naftovém kongresu v Římě, B i e n n e r a druzí (1955) řeší také přeměny nafty ve vztahu k prostředí. Poukazují na základě četných příkladů na možnost přeměny nafty ve vrstvách.

Ze sovětských autorů přispěli k řešení problému v poslední době K a r i m o v (1955 a 1957), K a r c e v (1955), T a m r a z j a n (1955) a zejména v rozsáhlé práci kolektivu autorů A n d r e j e v — B o g o m o l o v a dr. (1958).

Názory jednotlivých autorů o možnosti a pochodech genese a přeměny nafty v přírodě jsou často protichůdné. Předpokládáme, že při zpracování určité oblasti je nutné přihlížet ke specifickým podmínkám, a že teprve na základě velkého množství dokladového materiálu se mohou provádět všeobecně platné závěry. V tomto smyslu také předkládáme svůj příspěvek.

2. Metodika analytické práce

Při řešení korelace se použilo jako u předcházející práce (M. Š t a u d — M. D l a b a ě, 1958) metody n-d-M (K. van N e s s, H. A. van W e s t e n, 1951). Spočívá ve výpočtu procenta uhlíku, vázaného v parafinických, naftenických a aromatických uhlovodících na základě stanovení specifické váhy, indexu lomu a molekulové váhy. Rovněž roztřídění naft na *parafinické* (označení P), *parafinicko-naftenické* (označení P-N) a *naftenické* (označení N) se v předložené práci zachovávalo.

Předností n-d-M metody je jasný obrázek složení ropy, poměrně značná rychlost provedení a dostačující přesnost. Jiné, někdy používané jednoduché metody jako specifická váha, viskozitní index, korelační index aj. nepodávají dostatečně spolehlivý názor o zkoumané látce, neboť vyjadřují jen průměrnou hodnotu, která nemusí být správná. Může totiž v extrémních případech vyjadřovat buď aritmetický průměr z dvou limitních hodnot anebo správnou hodnotu, shodující se s uváženým průměrem. Tato nevýhoda se může odstranit zjišťováním hodnot u frakcí, což však znamená značné komplikování a zmnohonásobení práce, neboť zejména u naft těžkých je nutné provádět destilaci vyšších frakcí za sníženého tlaku. Pro informativní účely je vhodná specifická váha pro jednoduchost přibližného stanovení charakteru ropy.

Ostatní korelační metody, používající více ukazatelů v surové ropě nebo dvou a více frakcích, podávají již ucelenější a správnější obraz o analysovaném oleji. Jejich nevýhodou však je, že jsou pracné. Zakládají se většinou na rozdestilování na frakce, které jsou dále charakterisovány. Pokud se destilace provádí bez ko-

lonky, je zachycování jednotlivých frakcí dosti nepřesné, což může zkreslovat výsledek; s kolonkou, je práce přesnější, ale i značně pomalejší.

Pokusili jsme se o zpřesnění dosavadních výsledků, označujících dva typy naft za geneticky původní (M. Š t a u d — M. D l a b a č, 1958), zavedením detailnějšího rozdělení stratigrafických stupňů na jednotlivá pásma a obzory a podrobnějším tříděním charakteru naft.

V dalším textu a tabulkách pro jednotlivá pásma používáme někdy těchto zkratk:

<i>stupeň:</i>	<i>pásmo:</i>	<i>označení:</i>
sarmat	1. všechny sarmat mimo basální 2. basální sarmat	S ₂ S ₁
torton	1. pestrý svrchní torton 2. svrchní torton, zona bolivinobuliminová 3. svrchní šedý torton, zona s aglutinující mikrofaunou (lithothamniový, amphisteginový obzor) 4. spodní torton, svrchní lagenidová zona 5. pestrý spodní torton, svrchní lagenidová zona 6. spodní torton, spodní lagenidová zona	T ₆ T ₅ T ₄ T ₃ T ₂ T ₁
helvet	svrchní	H
burdigal	1. svrchní burdigal-šlír 2. svrchní burdigal-slepenec	B ₂ B ₁
flyš	—	F

3. Korelace rop

Zařazení rozborů do skupiny naftenické, parafinicko-naftenické a parafinické.

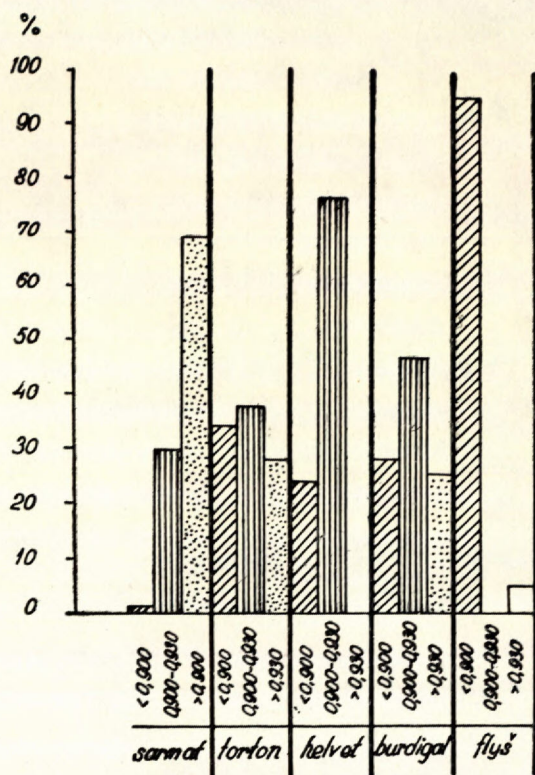
Ropy Vídeňské pánve obsahují množství parafinického uhlíku, proměnné ve značně širokém rozmezí. Při minimálním obsahu % C_p (< 35) se označují jako naftenické, při maximálním (> 48) jako parafinické. Ve Vídeňské pánvi se však netěží jen rOPY těchto vyhraněných charakterů. Při vyznačení % C_p všech rop Vídeňské pánve zjistíme, že tvoří plynulou řadu od minimálních po maximální hodnoty. Ve starších stratigrafických stupních jsou rOPY lehčí (obr. 1) s vyšším obsahem parafinického uhlíku než ve stupních mladších (tab. 1).

Převážná část československých naft má charakter naftenický. Tyto rOPY se těží ze všech stupňů (sarmat, torton i burdigal) hodonínské vysoké kry a částečně i mezikry, z gbelského sarmatu, štefanovského sarmatu a tortonu (T₆), z helvetu Petrové Vsi a v malém množství i z tortonu (T₄) a burdigalu (B₁) Týnce a tortonu (T₄) Kostic.

Tabulka 1. Průměrné složení rop v jednotlivých stupních a pásmech. (S použitím všech rozborů.)

Stratigraf. stupeň	Ropa	Počet analys	Specif. váha od - do	%	% C _A	%	% C _N	%	% C _P	%	Oblasti s množstvím analyso- vaných rop
sarmat -S ₂	N	55	0,920 - 0,950	98	12 - 19	100	51 - 61	85	22 - 34	98	Hodonín (29), Gbely (14), Štefanov (12)
S ₁	P - N	25	0,930 - 0,950	56	18 - 23	100	38 - 44	84	35 - 40	88	Vacenovice (25)
torton -T _l	N	31	0,926 - 0,942	81	11 - 19	94	51 - 61	84	24 - 33	94	Hodonín (9), Štefanov (21), Lužice (1)
T'	P	3	0,808 - 0,824	100	9 - 12	100	21 - 31	66	61 - 68	66	Bílovice (3)
T' _c	N	26	0,926 - 0,939	85	15 - 19	96	47 - 58	100	26 - 33	96	Hodonín (23), Kostice (2), Týnec (1)
T' _b	P - N	23	0,875 - 0,906	83	10 - 18	100	37 - 50	96	39 - 46	87	Brodské (8), Lužice (13), Kostice (2)
T' _a	P	6	0,799 - 0,858	100	6 - 14	100	15 - 28	67	51 - 71	83	Žižkov (1), Břeclav (2), Bílovice (1), Láb (2)
T _{3b}	P - N	2	0,885	100	12 - 14	100	44 - 46	100	42	100	Podivín (2)
T _{3a}	P	2	0,802 - 0,825	100	5 - 12	100	31 - 32	100	57 - 62	100	Láb (2)
T _{2b}	P - N	5	0,880 - 0,897	100	14 - 17	100	37 - 53	100	30 - 38	100	Bílovice (5)
T _{2a}	P	1	0,807	100	16,5	100	13	100	70,5	100	Žižkov (1)
T ₁	P	1	0,820	100	9	100	23	100	68	100	Brodské (1)
helvet -H _b	N	18	0,902 - 0,912	83	6 - 12	100	53 - 61	89	30 - 36	89	Petrová Ves (18)
H _a	P	3	0,810 - 0,830	100	8 - 12	100	31 - 33	100	56 - 61	100	Týnec (3)
burdigal -B _{2c}	N	23	0,912 - 0,932	87	15 - 21	96	48 - 56	83	27 - 34	87	Hodonín (21), Týnec (2)
B _{2b}	P - N	19	0,907 - 0,917	53	13 - 19	100	40 - 45	74	37 - 45	79	Lužice (19)
B _{2a}	P	2	0,844 - 0,869	100	7 - 11	100	36 - 41	100	52 - 53	100	Týnec (2)
B _{1c}	N	20	0,935 - 0,949	80	16 - 21	86	47 - 58	85	25 - 33	75	Hodonín (20)
B _{1b}	P - N	12	0,902 - 0,915	92	11 - 18	100	41 - 45	84	36 - 46	100	Lužice (12)
B _{1a}	P	20	0,830 - 0,867	95	6 - 18	95	27 - 38	80	48 - 62	90	Lužice (12), Týnec (8)
flyš F	P	21	0,870	72	7 - 18	95	26 - 38	67	48	76	Vacenovice (7), Poddvorov (2), Bílovice (6), Týnec (5), Hodonín (1)

% = procentuálně vyjádřené množství analys v uvedeném rozmezí z celk. počtu analys.



Obr. 1: Specifická váha v jednotlivých stupních.

Specifická váha se pohybuje od 0,900 do 0,950. Jsou patrné určité menší rozdíly jak ve specifické váze, tak i v obsahu parafinického uhlíku (tab. 2).

Hodonínské ropy ze sarmatu a pestrého svrchního tortonu jsou poněkud těžší než ostatní naftenické ropy a mají obsah parafinického uhlíku zřetelně nižší. Specifickou vahou, ne však procentem parafinického uhlíku, se jim blíží nafty z hodonínského burdigal-slepence a jediný vzorek z amphisteginového obzoru svrchního šedého tortonu oblasti Týnec. Poněkud lehčí proti průměrným naftenickým ropám je nafta z helvetu Petrové Vsi.

Naftenické ropy neobsahují téměř vůbec benzinovou frakci (tab. 5), zatím co petrolejová frakce se pohybuje ve velké většině případů pod 10 %. Ropy ze sarmatu jsou poněkud chudší na petrolej než ropy z tortonu, helvetu a burdigalu. Pevné parafiny se pohybují v desetinách procenta (0,11–1,0 %). Hlavní složkou popelů je železo, pohybující se v desetinách procent a nikl, přítomný až do 20 %.

Ropy parafinicko-naftenického charakteru se nacházejí v sarmatu (S₁) jen v jediné oblasti (Vacenovice). Jsou rozšířeny v Lužicích v pestrém svrchním tortonu (T₆), svrchním šedém tortonu (T₄) a burdigalu (B₂, B₁),

T a b u l k a 2. Ropy naftenického charakteru

Oblast	Strat. označ.	Specif. váha	% C _P	Hloubka	Poznámka (počet analys)
Hodonín	S ₂	0,940—0,948	22—26	120—340	29
	T ₆	0,939—0,946	22—26	280—400	9
Týnec	T ₄	0,939	26	541—550	1
Gbely	S ₂	0,923—0,934	29—34	123—290	14
Stefanov	S ₂	0,919—0,926	26—32	82—255	12
	T ₆	0,924—0,932	27—32	137—286	21
Hodonín	T ₄	0,926—0,932	29—33	285—370	23
Kostice	T ₄	0,933—0,939	26—30	666—681	2
Hodonín	B ₂	0,912—0,932	27—34	350—730	21
Týnec	B ₂	0,913—0,918	32—36	723—828	2
Hodonín	B ₁	0,935—0,949	25—33	415—750	20
	F	0,938	31	464—466	1
Petrová Ves	H	0,902—0,912	30—36	670—844	17

v oblasti Brodského i Kostic ve svrchním šedém tortonu (T₄), v pestrém spodním tortonu (T₂) Bílovic a ve svrchní lagenidové zoně (T₃) spodního tortonu oblasti Podivína.

Parafinicko-naftenické ropy jsou v průměru značně lehčí než ropy naftenické (0,870—0,915). Poněkud těžší jsou lužické ropy z burdigalu (B₂ i B₁), značně těžší pak nafty z basálního sarmatu Vacenovic (tab. 3).

T a b u l k a 3. Ropy parafinicko-naftenického charakteru

Oblast	Strat. označ.	Specif. váha	% C _P	hloubka	Poznámka (počet analys)
Vacenovice	S ₁	0,930—0,950	35—40	300—450	25
Lužice	T ₆	0,869	47	698—700	1
	T ₄	0,875—0,895	40—46	550—850	12
Brodské	T ₄	0,902—0,906	39—42	1100—1140	8
Kostice	T ₄	0,885—0,918	39—45	681—877	2
Podivín	T ₃	0,885	42	958—988	2
Bílovice	T ₂	0,880—0,897	90—48	928—1133	4
Lužice	B ₂	0,907—0,917	37—45	710—1120	17
	B ₁	0,902—0,915	36—46	1000—1210	12

Ropy parafinicko-naftenické se vyznačují (tab. 5) proti ropám naftenickým benzinovou frakcí, dosahující 7 %. Ropy z basálního sarmatu z Vacenovic však nemají ani benzinovou a prakticky ani petrolejovou frakci, která se v tortonu, helvetu a burdigalu pohybuje od 4 do 20 %. Pevné parafinické uhlovodíky jsou proti ropám naftenickým poněkud zvýšené (0,5–6,5 %).

Také u těchto rop je hlavním prvkem popelů železo a nikl, pohybující se přibližně ve stejném rozmezí jako u rop naftenických (železo 9–54 %, nikl 0,6 až 50 %).

Parafinické rOPY se v sarmatu nevyskytují vůbec. Jsou ve svrchním tortonu (T₅) a svrchním šedém tortonu (T₄) Bílovic, Lábu, Břeclavě a Žižkova, ve spodním tortonu (T₃) Lábu, v pestrém spodním tortonu (T₂) Žižkova, v helvetu a burdigalu (B₃ a B₁) Týnce, v burdigalu (B₁) Lužic a flyši Bílovic, Vacenovic, Týnce a Poddvorova.

Specifická váha parafinických rop je nejnižší (0,800–0,870). Proti průměru jsou těžší burdigalské rOPY z Týnce a některé flyšové z Vacenovic, Poddvorova a Týnce (tab. 4).

T a b u l k a 4. Ropy parafinického charakteru

Oblast	Strat. označ.	Specifická váha	% C _P	Hloubka	Poznámka (počet analys)
Bílovice	T ₅	0,808–0,824	61–68	1128–1243	3
	T ₄	0,799	71,5	785–798	1
Žižkov	T ₄	0,817	66,5	1570–1577	1
Břeclav	T ₄	0,820–0,829	59–60	1958–1963	2
Láb	T ₄	0,832–0,858	47–51	1448–1450	2
	T ₃	0,802–0,825	57–62	1457–1471	2
Žižkov	T ₂	0,807	70,5	1822–1825	1
Brodské	T ₁	0,8205	68	1141–1145	1
Týnec	H	0,800–0,830	56–61	1293–1432	3
	B ₂	0,844–0,869	52–53	1096–1165	2
	B ₁	0,830–0,867	48–58	902–1456	7
Lužice	B ₁	0,832–0,855	52–62	1070–1390	12
Vacenovice	F	0,830–0,870	52–63	355–395	4
Poddvorov	F	0,835–0,870	50–58	1238–1462	2
Bílovice	F	0,792–0,828	58–71	928–1517	6
Týnec	F	0,821–0,891	47–64	1150–1380	4

Proti oběma předcházejícím typům jsou rOPY parafinické vysoce benzinové (tab. 5), s velkým obsahem pevných parafinických uhlovodíků (až 25 %). Kva-

T a b u l k a 5. Rozmezí složení naft

Stratigrafický stupeň	Síra % váh	Asfalt % vah.	Parafiny % vah.	Benzin % obj.	Petrolej % obj.
<i>Ropa naftenická:</i>					
sarmat	0,115—0,144	0,17—0,22	0,11—0,48	0,0	2,5—5,0
torton	0,123—0,238	0,14—0,22	0,11—1,09	0,0	0,0—10,0
helvet, burdigal	0,117—0,161	0,17—0,25	0,06—0,014	0,0 — 0,5	5,5—14,5
	0,115—0,238	0,14—0,25	0,11—1,0	0,0	0,0—10,0
<i>Ropa parafinicko-naftenická:</i>					
sarmat	0,169—0,309	0,17—0,24	0,85—1,57	0,0	0,0—1,5
torton	0,115—0,205	0,14—0,21	1,33—6,5	0,0—7,0	5,0—20,0
helvet, burdigal	0,099—0,172	0,15—0,23	0,62—6,2	0,0—5,0	4,0—14,0
	0,099—0,309	0,14—0,24	0,62—6,5	0,0—7,0	0,0—20,0
<i>Ropa parafinická:</i>					
torton	0,036—0,111	0,15—0,25	4,0—20,0	26,0—48,0	13,5—19,5
helvet, burdigal	0,041—0,087	0,15—0,20	8,0—25,0	6,5—32,5	11,5—29,5
flyš	0,026—0,127	0,15—0,21	5,0—16,0	13,0—32,5	12,0—26,0
	0,026—0,127	0,15—0,25	4,0—25,0	12,0—48,0	12,0—29,0

litativní i kvantitativní složení popelů není zásadně odchylné od popelů obou předcházejících typů naft (železo 5—47 %, nikl 0,6—50 %).

Porovnáním všech tří typů naft zjistíme (tab. 5), že jsou jen nepatrně sírné (setiny až desetiny procenta). Zatím co u naftenických a parafinicko-naftenických rop je obsah síry téměř shodný, mají nafty parafinické obsah poněkud nižší. Nejvyšší hodnoty vykazují vacenovické ropy z basálního sarmatu milotické kry (0,3 %).

Je zajímavé, že asfaltické látky (nerozpustné v n-hexanu) jsou velice nízké (0,15—0,20 %) a u všech typů téměř shodné. Ani v obsahu popele není rozdíl mezi jednotlivými typy nikterak markantní pro daný typ.

U popelů všech analyzovaných rop je patrné nižší množství vanadu než niklu, což odpovídá třetihorním ropám (S. M. K a č e n k o v, 1949). To platí i o železu, které je nejvýznačnější složkou popelů.

Ojedinele se stanovoval a d a m a n t a n, tj. symetrický tricyklodekan (provedla Katedra syntet. pohonných látek na Vysoké škole chemické v Praze). V ropách naftenických byl přítomný v setinách procenta (0,021—0,032 %),

v jednotlivých stratigrafických stupních.

Popel % vah.	Analýsy popele					
	V ₂ O ₅ % vah.	CuO % vah.	Fe ₂ O ₃ % vah.	NiO % vah.	V/Ni.10 ⁻³	Ni/Cu.10 ⁻²
0,0065—0,0500	0,03—0,16	0,02—0,6	20—30	0,3—19,0	4,7—19,1	0,3—0,5
0,0031—0,0428	st. —0,76	0,05—0,35	11—53	5,0—16,0	1,8—33,8	0,2—1,4
0,0022—0,0069	0,09—0,30	0,05—0,51	16—44	1,8—16,3	4,1—38,9	0,2—0,6
0,0022—0,0500	st. —0,76	0,02—0,60	11—53	0,3—19,0	1,8—39,9	0,2—1,4
0,0080—0,1472	0,05—0,30	0,006—0,28	9—34	0,65—4,3	26,0—132,0	0,03—1,12
0,0042—0,0987	st. —0,23	0,006—0,27	17—54	1,0—50,0	1,8—40,0	0,2—2,5
0,0014—0,0063	st. —0,32	0,10—0,76	17—38	13—40,0	0,2—15,2	0,4—3,9
0,0014—0,1472	st. —0,32	0,006—0,76	9—54	0,65—50,0	0,2—132,0	0,02—3,9
0,0011—0,0821	st. —0,07	0,07—0,51	5—47	0,4—32,0	1,6—29,6	0,008—6,0
0,00002—0,1373	0,09—0,46	0,008—0,21	13—44	1,5—50,0	2,1—69,0	0,17—3,4
0,0005—0,0034	0,12—0,31	0,26—0,29	17—21	—37,0	3,7—38,2	0,20—1,4
0,0011—0,1373	st. —0,46	0,008—0,51	5—47	0,6—50,0	1,6—69,0	0,008—6,0

u parafinicko-naftenické z Lužic v tisícinách (0,002 %), zatím co u parafinicko-naftenické z Brodského a parafinických z tortonu i flyše nebyl vůbec nalezený.

4. Některá data o charakteru naft v jednotlivých obzorech a oblastech

Detailním geologickým zhodnocením výsledků korelace naft, provedeným n-d-M metodou, jsme došli k některým zjištěním širší platnosti.

V jednotlivých obzorech je častým zjevem, že složení nafty některých sond se liší od naft okolních sond nebo celého obzoru. V některých případech jsme tyto odchylky mohli vysvětlit migračními jevy. Nafty s odlišným složením ve srovnání s ostatními sondami téhož obzoru jsme vyčlenili a nepoužili při stanovení průměrného složení naft jednotlivých obzorů.

Pro zjištění závislosti mezi složením ropy a ložiskovými, úložnými nebo geologickými poměry porovnali jsme také jednotlivá ložiska podle různých kritérií.

Z břeclavské oblasti mají všechny nafty poměrně vyrovnanou specifickou váhu a většinou jsou parafinické. Zejména nafty ze zóny se *Spiroplec-*

tammina carinata zachovávají stejný charakter. Nafta z vyšší *rotaliové zóny* a z hlubší *lagenidové zóny* je vždy těžší. Tato okolnost při zhruba stejných mocnostech obzorů poukazuje na autochtonní původ nafty v zóně se *Spiroplectammina carinata*.

Migrační vztahy bílovické oblasti jsou v důsledku kerné stavby, četných úzkých meziker a čockovitého vývoje obzorů tak složité, že je velmi obtížné stanovit původní charakter naft. Obsah aromatického uhlíku je u všech naft této oblasti velmi nízký — od 8,5 % do 16 %. Nejnížší hodnoty C_A má nafta z 10. tortonského obzoru — *rotaliové zóny* svrchního tortonu, z 22. tortonského obzoru — *zóny aglutinancí* a nafty *flyšové*. Nejvyšší podíl C_A mají nafty ze svrchních *lagenidových vrstev*.

U rozborů naft z 22. tortonského obzoru — *zóna aglutinancí* podivínské mezikry a rozborů flyšové nafty *belovežských vrstev* téže kry je tak značná shoda, že zde nelze pochybovat o jejím přemigrování z jedné pasti do druhé.

Při korelaci naft v oblasti bílovicko-žičkovské jsme došli k závěru, že podíly C_P a C_N , jakož i specifická váha naft, se mění druhotnými vlivy, a to buď migračním míšením nebo vlivem prostředí.

Ve vacenovické oblasti umožňují odlišné hodnoty všech sledovaných kritérií poměrně jednoznačné odlišení nafty neogenního a flyšového původu.

Při malém hloubkovém rozdílu obzorů basálního sarmatu a flyše vacenovické mezikry je samozřejmé, že zde docházelo k četným lokálním promíšením neogenních naft s naftou flyšovou.

Na příklad u jedné sondy z vacenovického spodnosarmatského ložiska podmiňuje nižší specifickou váhu a vyšší podíl C_P to, že sonda těží z úzké mezikry, a že zde dochází k intenzivnějšímu přemigrování nafty z flyše. Od flyšové se nafta této sondy liší pouze vyšší specifickou vahou a procentem C_P . Podobně u jiné vacenovické sondy, těžící z flyše vacenovické mezikry, je nižší C_P a vyšší specifická váha než u okolních sond podmíněna smíšením se sarmatskou naftou, neboť obzor je pouze 5 m pod rozhraním sarmat — flyš.

Rozdíly ve složení naft u jednotlivých sond, těžících ze spodnosarmatského obzoru milotické vysoké kry vacenovické oblasti, i když jde vesměs o nepatrné diference, můžeme vysvětlit nestálým faciálním vývojem obzoru.

V hodonínské oblasti se setkáváme s nejčetnějšími odchylkami ve složení naft u jednotlivých sond a obzorů. Podmiňuje to velký počet naftových obzorů v této oblasti, jejich nestálý faciální vývoj a roztržitá stavba s četnými zlomy, které oddělují často úzké kry.

Všechny vrstvy naftového ložiska v *šedém tortonu* hodonínské vysoké kry těží z téhož obzoru. Nejde však o souvislou naftonosnou polohu, ale o faciálně nestálé pískové vrstvy (čocky). Diference v naftách je zde vysvětlitelná jak tímto čockovitým vývojem, tak i různým promíšením vertikální migrací.

Velmi názorný příklad rozdílu ve specifických vahách je u dvou sond tohoto

ložiska, kde nižší specifickou váhu nafty (0,905 a 0,908) ve srovnání s průměrnou specifickou vahou rop tohoto ložiska 0,928, nesporně podmiňuje přemigrování lehčí svrchnoburdigalské nafty do tortonského obzoru. Přemigrování a smíšení naft umožňuje diskordantní styk burdigalu a tortonu s polohou obzoru na basi tortonu. Tento případ je tak zřejmý, že soudíme, že k analogickým změnám naft musí nutně docházet i v jiných případech, i když styk dvou obzorů u diskordance není přímo odkryt ve vrtbách, anebo kde dochází pouze ke styku při vrstevní nebo puklinové migraci.

Při seřazení ložisek hodonínské oblasti podle procenta C_p je patrné, že mezi dvěma ložisky není nikdy větší diference než 1 % C_p , většinou jde dokonce jenom o půl procenta. Dále je vidět nespornou závislost obsahu C_p na geologické formaci. Největší obsah C_p (35 %) je u slepence a postupně do mladších souvrství jej ubývá. U ložisek v pestrém svrchním tortonu a v sarmatu se obsah C_p pohybuje od 22–26 %. Tato závislost je však naprosto jasná jenom v prostoru jedné elevace, jako na příklad u elevace hodonínské vysoké kry. Již u ložisek v pestrém svrchním tortonu, a zejména v šedém tortonu hodonínské mezikry, která k vysoké kře přiléhá, jsou vyšší obsahy parafinu (i specifické váhy). Tato okolnost se objasnila již v práci Š t a u d — D l a b a č (1958) migrací nafty z flyše vysoké kry.

Určité, i když méně pravidelné ubývání směrem do mladších souvrství, je také u C_A . Odchytky od této zákonitosti podmiňuje vždy lokální přemigrování, jako na příklad u několika výše uvedených vrtů v obzoru v šedém tortonu hodonínské vysoké kry-jih.

U sond obzoru v šedém svrchním tortonu lužické oblasti jsou nafty značně různorodé, a to v závislosti na krách nebo oddělených čočkách. Na příklad nejtěžší nafta je v sondě ve strukturně nejvyšší poloze a nejlehčí nafta je v pokleslé kře. U stejných čoček je složení nafty stejné. Rozdíl ve složení podmiňuje nejvíce vertikální migrace ze svrchního burdigalu a tím vzniklé míšení naft.

V obzoru H_1 ve svrchním burdigalu (šlíru) jsou také u jednotlivých čoček odlišné specifické váhy.

Stejně u naftového ložiska ve svrchnoburdigalském slepenci oblasti Lužice-sever je nápadná odlišnost naft v jednotlivých čočkách. V ojedinělých uzavřených čočkách se projevuje přibývání C_N na úkor C_p . Podobně jako u jiných obzorů, i zde můžeme tuto okolnost vysvětlit menším vlivem nafty, migrující z podložního flyše. Opačný případ je u sondy L-25, kde v basálním svrchnoburdigalském slepenci byla nafta o nižší specifické váze než v okolních sondách. Jde tu zřejmě o vertikálně přemigrovanou flyšovou naftu. U svrchnoburdigalského slepence je nápadná shoda s naftou šlírového obzoru H_1 téže oblasti. Nasvědčuje to autochtonnímu původu nafty. Je známé, že při sedimentaci slepence byly stejné sedimentační podmínky jako při sedimentaci šlíru.

Ve srovnání s obzorem Lužice-sever je v basálním svrchnoburdigalském sle-

penci oblasti Mikulčice značně vyšší obsah parafinického uhlíku a nižší specifická váha. Poukazuje to na vmigrování flyšové nafty, od které se charakter nafty v tomto obzoru neliší.

O složitých migračních poměrech lužické oblasti svědčí nepravidelné rozložení vlastností naft v jednotlivých obzorech.

Tak na příklad nejnižší procento C_p , tj. 34,5 %, je v šedém tortonu Mikulčice — JV, nebo v basálním slepenci Lužice-sever (36—39 %), kdežto nejvyšší hodnoty, tj. 56—58 %, jsou v šedém tortonu Lužice a v basálním svrchnoburdigalském slepenci Mikulčice-západ. Ani na hloubce obzoru pod povrchem, ani na mocnosti obzoru není žádná závislost. Je pozoruhodné, že dokonce i nafty z obzoru v pestrém svrchním tortonu je třeba zařadit mezi slepencové nafty.

Obsah parafinického uhlíku v naftách jednotlivých ložisek oblasti Mor. Nová Ves — Týnec je od 26 % do 61 %. Již podle tohoto obsahu můžeme mezi ložiska této skupiny rozlišit tři samostatné, případně i genetické skupiny. V první skupině by byl šedý torton týnecké oblasti s obsahem C_p do 28,5 %, ve druhé skupině svrchní burdigal a ve třetí svrchnohelvetské obzory — týnecké písky — s největším obsahem C_p 61 %. Z okolnosti, že ve svrchnohelvetských obzorech je vyšší obsah C_p než ve svrchním burdigalu, a také v podložním flyši, lze soudit o autochtonním původu hetvetské nafty v této oblasti.

Z různého charakteru naft v samostatných ččkách ve svrchnoburdigalském šlíru je nutno usuzovat o jejich odlišném původu. Rozdílnost naft jednotlivých čček na poměrně blízkých sondách je tak pronikavá, že podle obsahu C_p jedna nafta patří k naftenické skupině (32 % C_p) a druhá k parafinické (52 % C_p). Také obsah C_N , a zejména aromatického uhlíku, je značně odlišný. Při lithologické stejnorodosti svrchnoburdigalského šlíru, stejném charakteru nádržní horniny, vrstevních vod a stejném ččkovitém vývoji pastí, není téměř myslitelný autochtonní původ, přesto, že uzavřené ččky a tlaky vyšší než hydrostatické by na takový původ poukazovaly. Jediné přijatelné geologické vysvětlení je v y m i - g r o v á n í f l y š o v é n a f t y p o p u k l i n á c h d o č o č e k. Při této migraci jde o pukliny ve svrchnoburdigalském šlíru, které v určité fázi tektonického vývoje pánve byly otevřené a později se dalším stláčením opět uzavřely. Stejným způsobem vysvětlujeme také odlišný charakter naft v jednotlivých oddělených částech tortonského obzoru.

Nafty všech obzorů gbelské oblasti mají zcela vyrovnané specifické váhy 0,932. Při srovnání sarmatské nafty s naftou pestrého svrchního tortonu je patrné, že má poněkud menší obsah C_p a C_A a větší obsah C_N ; difference však nepřesahují 4 %. Vezmeme-li v úvahu, že i v ostatních oblastech jsou nafty z pestrého svrchního tortonu a sarmatu téměř shodné, nejsou závažnější důvody proti autochtonnosti zdejších rop, tím spíše, že i úložní poměry, to je tvary a rozměry pastí, jsou zhruba shodné.

5. Změny specifické váhy nafty uvnitř jednotlivých obzorů

V literatuře není vzácná zmínka o gravitačním rozvrstvení nafty v jednotlivých obzorech.

V oblasti Vídeňské pánve jsme zhodnotili specifické váhy celkem ze 34 samostatných obzorů; u 15 případů jsme zjistili mírný vzestup specifické váhy směrem do hloubky, u 11 ložisek pokles specifické váhy a u 8 zůstává specifická váha v celém ložisku zhruba stejná.

Vzestup specifických vah uvnitř obzorů jsme pozorovali na příklad u 1. sarmatského obzoru hodonínské mezikry. U 10 vrtů je patrný vzestup specifické váhy uvnitř obzoru o $0,002 \text{ g/cm}^3$. Již tento minimální vzestup specifické váhy je možné brát při hodnocení v úvahu, vzhledem k naprosto vyrovnaným specifickým vahám v jednotlivých sondách tohoto obzoru.

Podobně u ložiska v šedém tortonu hodonínské vysoké kry-jih jsme při výškovém rozdílu 30 m zjistili vzestup specifické váhy o $0,03 \text{ g/cm}^3$.

V oblasti lužické jsme pozorovali jasný vzestup specifické váhy u svrchnoburdigalských šlírových obzorů H_1 , a to na poli lužickém ($0,01 \text{ g/cm}^3$), i těšickém, kde při výškovém rozdílu téměř 100 m je vzestup o $0,02 - 0,03 \text{ g/cm}^3$.

Velmi nepatrný vzestup je u gbelského svrchnosarmatského ložiska Nové pole, kde při výškovém rozdílu 30 m činí $0,01 \text{ g/cm}^3$. Podobně jako u 1. sarmatského obzoru hodonínské mezikry, je i zde stanovení gradientu možné jenom vzhledem k vyrovnané specifické váze naft jednotlivých sond v celém ložisku.

Pokles specifické váhy — o $0,12 \text{ g/cm}^3$ na 100 m — je možno pozorovat na příklad v sarmatském obzoru vacenovické mezikry. Nejde tu však o souvislý obzor, ale o několik dílčích, úzkých meziker.

Pokud jsme v jižní části hodonínského ložiska v šedém tortonu vysoké kry mohli zjistit nepatrný vzestup specifické váhy, je ve střední části tohoto ložiska pozorovatelný poměrně vyrovnaný pokles o $0,01 \text{ g/cm}^3$ na výškový rozdíl 40 m. Tento rozdíl je snadno vysvětlitelný čočkovitým vývojem obzoru.

Také v lužickém obzoru šedého tortonu je patrný určitý pokles specifické váhy s hloubkou, a to zejména pokud jsou sondy v různých kráčích. Charakterističtější je pokles ve slepencových obzorech ve svrchním burdigalu. Tak na příklad v lužickém nalezišti u ložiska Těšice-západ je poměrně nejasný pokles o $0,12 \text{ g/cm}^3$ na výškový rozdíl 138 m. Podobně v oblasti Týnec je patrný pokles o $0,040 \text{ g/cm}^3$ u ložiska basálního slepence na výškový rozdíl 563 m. U obou těchto slepencových ložisek jde zřejmě o smíšení slepencové ropy s flyšovou vmigrováním flyšové nafty do slepencových pastí.

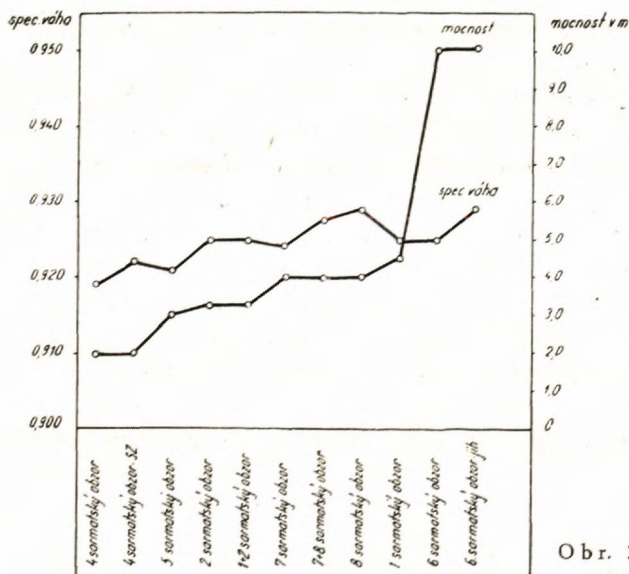
Jednotnou specifickou váhu v celém ložisku, bez vlivu hloubky, můžeme pozorovat jen u souvislých, mocnějších obzorů, zvláště tam, kde jsou jenom malé výškové rozdíly v ložisku, a to většinou do 40 m.

Kromě zákonité změny specifické váhy uvnitř jednoho obzoru ve vztahu k hloubce jsme zpozorovali, že u jednotlivých sond jednoho obzoru dochází někdy ke značným výkyvům specifických vah — až několik setin g/cm^3 , kdežto u jiných obzorů je specifická váha nafty všech sond tak vyrovnaná, že výkyvy nepřesahují $0,010 \text{ g}/\text{cm}^3$. Sledováním diference těchto nepravidelných výkyvů u jednotlivých sond jsme zjistili, že vyrovnaná specifická váha je vesměs u souvislých, mocnějších obzorů, kdežto velké výkyvy lze pozorovat buď u málo mocných, faciálně nestálých, nebo zejména u čočkovitých (nebo i kerných) ložisek.

Uvedené závislosti shodných specifických vah v naftách jednotlivých sond u souvislých obzorů bude možno použít také při vyhledávání a průzkumu naftových ložisek. Podle shodnosti specifických vah nafty se může již u prvních vrtů na novém ložisku určit, zda jde o souvislý obzor, nebo o čočkovité akumulace.

Z genetického hlediska svědčí rozdílné specifické váhy v čočkovitých obzorech, zejména v horninách, jejichž stupeň zpevnění a rozpukání umožňuje vertikální migraci, o migračním promíšení naft, při čemž pouze ve větší spojitě nádrži mohlo dojít k dokonalejšímu vyrovnání specifické váhy.

Vzhledem k jednotnému vývoji naft ve všech (sarmatských a svrchnotortonských) obzorech štefanovské struktury jsme zde sledovali závislost specifické váhy na mocnosti obzorů. Ze seřazení obzorů podle mocnosti (obr. 2) je patrné, že u obzorů s větší mocností narůstá specifická váha. U obzoru s nejmenší mocností je specifická váha $0,9222$ a u horizontu o mocnosti cca 10 m je specifická váha $0,9249$.



Obr. 2: Vztah specifické váhy k mocnosti obzoru v oblasti Štefanova.

Z uvedených poznatků vyplývá, že vzestup specifické váhy s hloubkou, tj. gravitační diferenciací nafty, můžeme u ložisek v československé části Vídeňské pánve pozorovat v souvislých obzorech se stálou propustností. U faciálně nestálých obzorů, a zejména u čočkovitých obzorů, nebyla taková diferenciacie nikde pozorována. Pokud jsme u takových nesouvislých pastí mohli pozorovat snížení specifické váhy s přibývajícím hloubkou, jde o migrační jevy. Vyrovnanost specifické váhy v obzoru považujeme za indikátora větších rozměrů ložiska.

6. Podrobné rozřídění naft čsl. části vnitroalpské Vídeňské pánve pro hledání migračních vztahů

Sledováním množství parafinických a naftenických uhlíků je patrné, že třídění naft na skupinu parafinickou, parafinicko-naftenickou a naftenickou není pro vnitroalpskou Vídeňskou pánev natolik podrobné, aby se mohly nalézt migrační vztahy. Jak obsah jednotlivých uhlíků, tak i specifická váha naft jednotlivých obzorů tvoří souvislou řadu od vysloveně parafinických až po čistě naftenické ropy.

Pokusili jsme se seřadit ropy jednotlivých ložisek do většího počtu skupin. Vzhledem k jednoduchému a stálému vztahu specifické váhy k podílu C_p jsme zhruba zařadili do jednotlivých skupin dle specifické váhy také ropy, které se neanalysovaly n-d-M metodou.

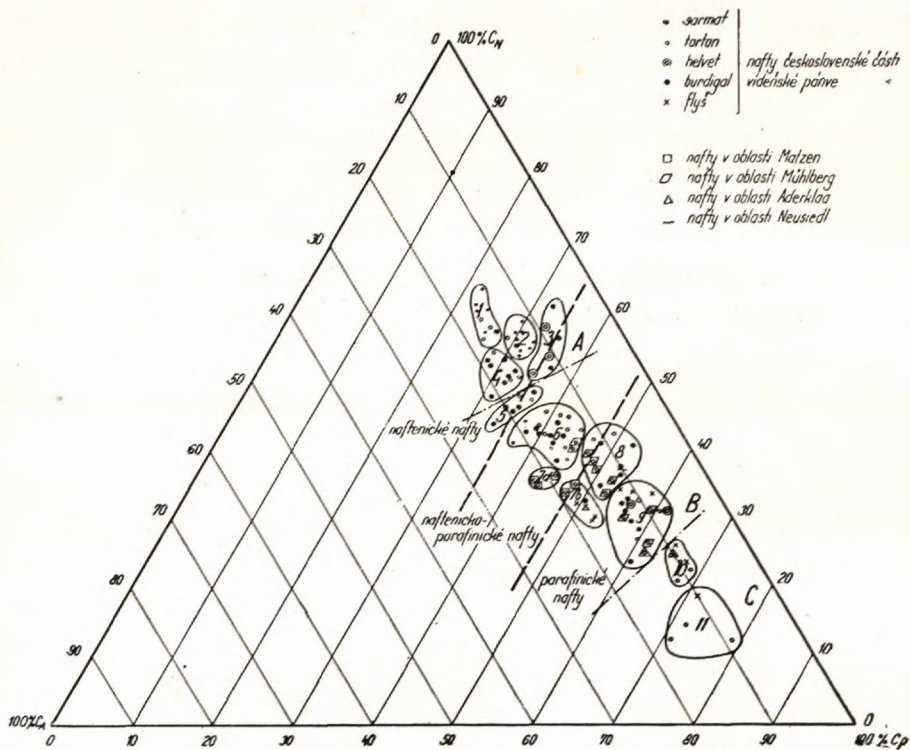
Zařazení naft do skupin jsme provedli vynesemím průměrného složení naft z jednotlivých obzorů do trojúhelníkového grafu (obr. č. 3). Tímto způsobem jsme veškeré obzory rozdělili do 11 skupin. Jak je patrné z grafu, jsou nafty tak stejnoměrně rozloženy, že ani toto jejich seskupení nepodmiňuje výraznější rozdíly. Průměrné složení nafty v jednotlivých skupinách uvádíme v tabulce č. 6.

V dalším uvádíme na podkladě těchto skupin srovnání naft v jednotlivých souvrstvích.

V sarmatu všech oblastí, kde je sarmat lithofaciálně shodně vyvinutý, jsou nafty stejného charakteru.

Velmi podobný charakter jako sarmatské nafty mají také nafty svrchního pestrého tortonu. Jedině v lužické oblasti se charakter nafty v pestrém svrchním tortonu liší větším obsahem C_p . Jde tu o čočkovitou akumulaci, kterou můžeme vysvětlit vertikální migrací. Vertikální migrace je v tomto případě zdůvodněna polohou čočky přímo nad šedým svrchním tortonem. Většinu naft ze sarmatu a z pestrého svrchního tortonu považujeme za autochtonní a změny vysvětlujeme druhotnými vlivy.

Podle rozřídění do skupin je ze 17ti sarmatských obzorů pět v první skupině, osm naft ve druhé skupině, a po dvou obzorech ve 4. a 6. skupině. Za autochtonní, sarmatské považujeme nafty 1. a 2. skupiny.



Obr. 3: Roztřídění naft Vídeňské pánve do 11 skupin.

T a b u l k a 6: Průměrné hodnoty naftý v jednotlivých skupinách.

Skupina č.	Počet obzorů	Specifická váha	% C_A	% C_N	% C_P
1	10	0,9413	16,7	58,5	24,7
2	10	0,9261	13,8	55,8	30,4
3	6	0,9032	10,4	55,4	34,4
4	13	0,9306	17,9	51,4	30,5
5	7	0,9174	18,3	46,6	36,1
6	22	0,9050	16,3	42,2	39,8
7a	3	0,9277	21,3	36,—	42,7
7b	7	0,8781	17,1	32,3	49,9
8	12	0,8694	12,4	37,3	50,0
9	20	0,8397	12,2	30,0	57,8
10	6	0,8154	9,9	23,7	66,4
11	4	0,8038	12,4	14,9	72,9

U obzorů na basi pásma s aglutinující mikrofaunou (svrchního tortonu) — amphisteginový obzor — je poměrně vyrovnaný charakter naft, který se mění jen ve vyšší části hodonínsko-gbelské hrástě, kde ve srovnání s hlubšími partiemi jsou nafty těžší. Odlišný charakter nafty tohoto obzoru v severní části hodonínsko-gbelské hrástě by mohl být vysvětlitelný také odlišným sedimentačním prostředím, ve kterém se projevují brakické a pobřežní vlivy. Jak jsme dokázali na jiném místě, převažuje zde vliv vertikální migrace.

Nafty amphisteginového obzoru můžeme zařadit do 1. až 9. skupiny. Pouze břeclavské nafty by podle své nízké specifické váhy spadaly do 10. až 11. skupiny. Ze 17ti ložisek, sledovaných n-d-M metodou, nebo z oddělených čoček v tomto obzoru, má 13 přibližně shodné skupiny. Vzhledem k tomu, že sem patří také nafty matzenského 16. obzoru, lábské nafty z amphisteginového (lábského) obzoru a nafty ze 13. a 14. tortonského obzoru struktury Brodské, lze je považovat za autochtonní.

Z vyšších obzorů svrchního tortonu máme z území ČSR rozboru jen z oblasti Velkých Bílovic a Břeclavě a z rakouské části pánve z Aderklaa, Mühlbergu a Matzen u. Veškeré ropy uvedených oblastí patří do 6. až 11. skupiny. I zde je patrný specifický charakter našich rop u steinberského zlomu, které patří vesměs do 10. až 11. skupiny s velmi nízkou specifickou vahou.

Na rozdíl od našich rop je u rozborů, provedených n-d-M metodou ze svrchno-tortonských rop struktury Mühlberg a Matzen (Muthenthaler, 1956), patrné zcela zákonitě ubývání specifické váhy a úměrné přibývání C_p s hloubkou. Obsah C_A zůstává přitom u všech obzorů zhruba shodný, ale u matzenského ložiska je vyšší než u Mühlbergu. Muthenthaler (1956) se omezuje jen na konstatování těchto skutečností a nepodává k nim žádné vysvětlení.

V oblasti Velkých Bílovic je obsah C_p snížený a specifická váha zvýšená u spodnotortonských obzorů bílovické severní kry. Zatím co jsme ostatní obzory spodního tortonu zařadili do skupiny 9. až 11., náleží nafty z bílovické severní kry do 5. skupiny. Odlišný charakter těchto rop by se mohl vysvětlit stykem nafty s méně mineralisovanou vrstevní vodou s vyšším uhlíčitavým koeficientem, nebo bočním vmigrováním nafty ze sarmatu pokleslé kry.

Ve svrchním helvetu jsou nesporně odlišné dvě skupiny naft, a to 3. a 9. skupina. Vzhledem k tomu, že podle používaného stratigrafického členění jde o totéž pásmo, musíme rozdílnost vysvětlit migrací.

Ve svrchnoburdigalském šlíru jsou nejrozmanitější nafty, které jsme zařadili do 1. až 9. skupiny. Nejcharakterističtější ropa tohoto souvrství je ze 4. až 6. skupiny. Jsou to většinou nafty z obzoru H_1 oblasti Hodonín, Lužice a Moravská Nová Ves. Větší různorodost naft svrchního burdigalu se může objasnit lepší možností vertikální migrace.

V basálním svrchnoburdigalském slepenci jsme srovnali

nafty ze 16ti obzorů a samostatných čóček. Z toho počtu patří 6 obzorů do 9. skupiny, 3 obzory do 6. skupiny, po dvou obzorech do 4. a 5. skupiny a po jednom obzoru do 7/b, 3. a 1. skupiny. Charakteristickou slepencovou naftu by podle počtu rozborů vyznačovala 9. skupina. Z hlediska sedimentačních podmínek slepence a z analogie k svrchnoburdigalskému šlíru jsou těžší nafty 4. až 6. skupiny původní (autochtonní). Velký počet lehčích naft vysvětlujeme vmigrováním z flyše do slepence.

Z flyšových ložisek v podloží neogénu Vídeňské pánve jsme z našeho území srovnali nafty deseti obzorů. Z toho bylo po jednom obzoru z 8. a 11. skupiny, po dvou obzorech z 9. a 10. skupiny a čtyři obzory ze 7/b skupiny. Nafty z flyše neusiedelské oblasti na vysoké kře u steinberského zlomu (Steinbergu) v Rakousku patří také do skupiny 7/b.

V těže skupině je také jediná nafta z oblastí, kde je flyš na povrchu (Turzovka). Vzhledem k tomu, že vzorek nafty z ložiska Turzovka je odebrán z povrchového výronu, nemusíme ji považovat za zcela typickou, i když je všeobecně známá stejnorodost flyšových naft i mimo území ČSR.

Nafty s velmi nízkým obsahem C_p a vyšší specifickou vahou se ve flyši těži výhradně na podivínské mezikře v oblasti Velkých Bílovíc. Uvedli jsme již na jiném místě, že zde dochází k míšení naft neogénu a flyše u zlomu.

Po vynechání naft, u nichž jsme mohli zjistit cizí, vmigrovaný původ, nebo přeměnu v ložisku, se jeví charakteristické skupiny pro jednotlivá souvrství takto:

stupeň:	skupina nafty:
sarmat	1-2
pestrý svrch. torton (rotaliová zóna)	1-2
zóna se <i>Spiroplectamina carinata</i> : (amphisteginový obzor) SV část pánve	6
-, - jižnější část pánve	7-9
svrchní helvet oblast Petr. Ves	3
svrchní helvet oblast Tvrdonice	9
svrchní burdigal-šlír	4-6
svrchní burdigal-basál. slepenc	4-6
flyš - paleogén	7b-11

Z uvedeného rozčlenění naft můžeme usuzovat o třech až čtyřech samostatných cyklech, a to naft flyšových, svrchnoburdigalských, případně svrchnohelvetických a naft středního miocénu (tortonu až sarmatu). V každé z těchto skupin je vždy patrné ubývání obsahu parafinického uhlíku směrem nahoru. Minima parafinického uhlíku v naftě jsou shodná s místy stratigrafických hiátů. Do jaké míry jsou tyto skupiny podmíněny geneticky a jak velké je ovlivnění charakteru nafty prostředím, nemůžeme na základě našeho materiálu zatím ještě rozhodnout.

V některých případech jsme i ve Vídeňské pánvi pozorovali vztah mezi charakterem nafty a složením vrstevní vody (uhličitanový koeficient $K_{Cl}^{CO_3}$).

7. Přeměna charakteru ropy

Vynořuje se otázka, zda ropa parafinická i naftenická, mající zcela odchylné vlastnosti a složení a označované proto za geneticky původní, jsou skutečně svým původem na sobě navzájem nezávislé, či zda z jednoho typu druhotnou přeměnou vlivem různých faktorů došlo k přetvoření a vzniku typu nového.

V otázce vzniku charakteru ropy jsou mezi vědeckými pracovníky zásadní rozpory. Někteří, (na příklad Seyer, K. Krejci — Graf, K. van Ness, H. A. van Westen, 1951) zastávají názor, že původní nafta byla parafinická a že vlivem kyslíku, obsaženého ve vodě vznikaly uhlovodíky cyklické, jiní (na příklad Barton, Dobrjanskij; K. van Ness — H. A. van Westen, 1951; P. F. Andrejev a dr., 1958) zase předpokládají postup opačný. Existují i názory, že rozhodným pro charakter nafty byl výchozí materiál, (na příklad H. Hlauschek, 1937; P. F. Andrejev a j., 1958), případně i geochemické podmínky (redukční prostředí), (na příklad G. Stadnikoff, 1958). Laboratorní pokusy nevyvrátily žádný z názorů.

Za předpokladu organické teorie vzniku nafty nelze očekávat z hlediska chemického složení výchozího organického materiálu a možných chemických přeměn jednoznačné stanovisko. Je jisté, že chemické složení živočišného i rostlinného materiálu se během vývoje měnilo. Hlauschek (1937) na příklad uvádí, že flóra z paleozoika měla nižší obsah ligninu a vyšší obsah tuku než flóra mladší. Lze očekávat, že produktem rozkladu dvou rozdílných organických materiálů nebudou dvě zcela stejné látky. Tento vliv změny složení určitého organismu však může mít podstatnější význam pouze ve velkém časovém rozmezí. Avšak i ve stejném časovém úseku jsou organické látky rozdílného složení (rostlinný materiál, živočišný materiál). Podle něho pak převládají ve výchozím materiálu látky, jejichž struktura nebo struktura rozkladných produktů je kruhová (hlavně lignin) nebo přímo řetězová (uhlohydráty, tuky, bílkoviny, celuloza). Je tedy možné očekávat, že charakter nafty bude ovlivňovat složení výchozího organického materiálu. Toto předpokládá i Dobrjanskij (v P. F. Andrejev a j., 1958), který se však poněkud jednostranně snaží dokázat, že charakter látek, tvořících organickou látku (živou buňku), je kruhový a že cyklický (naftenický) charakter původní nafty je převzat od živého organismu. Je přirozené, že i ostatní faktory, zejména redukční podmínky a druhotné přeměny, budou mít vliv na vytváření nynějšího charakteru ropy. Domníváme se tedy, že při řešení otázek geneze, migrace a akumulace naft se nesmí složení výchozího organického materiálu opomíjet a že někdy „nevysvětlitelnou“ přítomnost nafty určitého charakteru v oblasti, kde je běžný typ jiný, můžeme v některých případech vysvětlovat odlišným složením původní organické hmoty.

Uvažujme nyní o možnosti přeměny ropy naftenické v parafinickou a opačně.

Ke změně těžké nafty — naftenické v lehkou — parafinickou by mohlo dojít

mechanickým odstraněním asfaltických, pryskyřičnatých, a těžkých olejových podílů, bakteriální činností a případně i podmínkami uložení, tj. štěpením, vlivem teploty, tlaku a katalytického účinku okolních sedimentů. K odstranění těžkých podílů by mohlo dojít filtrací při migraci horninou. Tomu však odporuje výskyt těžkých naftenických naft nad lehkými parafinickými i složení naft parafinických. Tyto totiž mají bohatou benzinovou frakci, která v těžkých naftách není a musela by teprve vznikat. Ani vlivem bakteriální činnosti není uvažovaná přeměna charakteru naft pravděpodobná, přestože je z literatury (C. E. Z o b e l l, 1946) známá přeměna uhlovodíků naftových v plynné, zejména methan. V opačném případě by se neměly vyskytovat naftenické a parafinické ropy v jednom stratigrafickém stupni. Katalytické štěpení uhlovodíků vzhledem k možnosti přeměny při podmínkách uložení důkladně prostudoval D o b r j a n s k i j (P. F. A n d r e j e v a j. 1958). Na základě termodynamických výpočtů došel k závěru, že je možná změna naftenických uhlovodíků v parafinické. Vodík, potřebný k jejich vzniku, se získá rozkladem části naftenických uhlovodíků na aromáty a postupně až na kondenzační produkty, jejichž poslední fází je grafit. Stupeň parafiničnosti pak vyznačuje stupeň přeměny původního organického materiálu. Průběh takových reakcí je z hlediska termodynamického možný a uvažované přeměny je možné také připustit, i když nelze s nimi souhlasit jednoznačně. V případě, že by výchozí materiál byl vždy převážně naftenického charakteru a platily D o b r j a n s k é h o názory o přeměně, není pravděpodobné, že by se v sedimentech prvohorních i třetihorních vyskytovaly také ropy zásadně rozdílného charakteru. Přihlédneme-li ve Videňské pánvi k výskytu rop určitých typů vedle sebe (Vacenovice), zdá se být pravděpodobným, že jde o dva geneticky nezávislé charaktery. Jinak není dobře možné, aby přibližně ve stejných hloubkách (i když v jiných stratigrafických stupních), a tedy i za stejných teplot a tlakových podmínek, byla jednou nafta lehká s vysokým obsahem parafinických uhlovodíků a podruhé značně těžší s obsahem parafinických uhlovodíků podstatně sníženým. Připustí-li se však migrace lehké parafinické ropy do oblasti s ropou těžší, i pak by muselo jít o geneticky samostatný typ, neboť stupeň přeměny této ropy je (pokud bychom připustili teorii Dobrjanského) značně pokročilejší než u ropy druhého typu.

Z této úvahy docházíme k názoru, že lehkou ropu parafinickou nemůžeme ve Videňské pánvi považovat za produkt přeměny ropy naftenické, ale za geneticky původní, pravděpodobně z flyše.

K opačné přeměně, tj. lehké ropy parafinické v těžkou naftenickou, by mohlo dojít přímou změnou parafinických uhlovodíků v uhlovodíky cyklického charakteru, nebo přeměnou způsobenou mikrobiální činností, anebo mechanickým odstraněním lehkých podílů. Přímá změna parafinických uhlovodíků v naftenické při podmínkách uložení z hlediska termodynamického není možná (P. F. A n d r e j e v a j., 1958). Nemůže ji vyvolat ani oxydační působení, ať už kyslíku vzduš-

ného u mělkých ložisek, anebo vliv styku s hlubinnými vodami (P. F. Andrejev a j., 1958), ani polymerační proces. Není pravděpodobné (K. van Ness, H. A. van Westen, 1958), že by oxydací parafinických uhlovodíků vznikaly uhlovodíky cyklické. Dle literatury (K. F. Rodiona, 1951) dokonce dochází oxydací nafty spíše k tvorbě lehkých parafinických uhlovodíků než opačně. Oxydací cyklických, zejména aromatických uhlovodíků by vznikaly polykondensační produkty (smůly, asfalty, karboidy), (P. F. Andrejev a j., 1958), což by mělo za následek snížení obsahu aromatických uhlovodíků a zvýšení látek asfaltického charakteru a tím i specifické váhy nafty, ale ne zvýšení obsahu cyklických uhlovodíků. Ze složení naft Vídeňské pánve je však patrné, že naftenické ropy mají aromatických uhlovodíků více než parafinické a obsah látek asfaltického charakteru není zvýšený, takže můžeme předpokládat, že oxydace neměla na změnu charakteru parafinické nafty zásadní vliv. Rovněž změnu vyvolanou polymerací nutno vyloučit, neboť k jejímu průběhu by byl nutný zvýšený obsah nenasycených uhlovodíků. Jejich vznik katalytickým krakováním za mírných teplotních podmínek není prakticky možný, neboť by při něm jednak musely vznikat i lehké benzinové nasycené uhlovodíky, které v naftenických ropách téměř nejsou, a jednak není pravděpodobné, že by ke štěpení docházelo v menších hloubkách s nižší teplotou, a ne ve větších hloubkách s teplotou vyšší. Ze stejných důvodů není pravděpodobná uvažovaná změna charakteru nafty ani oddestilováním lehkých podílů, zejména když uvážíme, že by pravděpodobně v malých hloubkách při nižších teplotách docházelo k jejich kondensaci a případně i hromadění. Domníváme se, že i vliv bakteriální činnosti můžeme zamítnout, neboť dle literárních údajů (J. Appert, M. Louis, 1955; V. A. Uspěnskij, a. j., 1947) by při ní mělo docházet k produkci asfaltenu a pryskyřic, jejichž obsah není u naftenických rop proti ropám parafinickým nikterak zvýšený. Kromě toho by nebyl pak pravděpodobný výskyt dvou typů naft vedle sebe v jedné oblasti jen s nepatrnými hloubkovými rozdíly (Vacenovice, Lužice). Nepovažujeme tedy ani přeměnu parafinické ropy v naftenickou za pravděpodobnou a předpokládáme, že naftenická ropa je geneticky původní.

Ze zjištěných skutečností a uvedené úvahy docházíme k závěru, že v oblasti Vídeňské pánve jsou oba typy rop, a to naftenické a parafinické, geneticky na sobě nezávislé.

Pokud došlo ke změnám ropy ve vztahu ke hloubce nebo k prostředí (hornina, voda), jde vždy o přeměny v rámci jedné skupiny (nepodstatné).

Uvedli jsme některé případy pro genetickou odvozenost rop parafinicko-naftenických od obou typů původních. Dle našeho názoru by plynulý přechod rop parafinických v naftenické prostřednictvím rop parafinicko-naftenických mohl být vysvětlován vlastnostmi a chemickým složením (na příklad adamantan), mezi oběma krajními typy rop a nejednotnost základních hodnot nestejným míchaním genetických typů.

8. Závěr

Různorodost naft, lithofaciální vývoj a tektonická členitost Vídeňské pánve činí vyřešení genese, migrace a akumulace naft velice složitým. Předložené poznatky osvětlují tyto vztahy aspoň v hrubých rysech, i když některé otázky zůstávají ještě nedořešené. Očekáváme, že zjištěním vztahů mezi charakterem hornin, naftových vod a rop bude možné i tyto, dosud nejasné otázky vysvětlit.

Nafty československé části Vídeňské pánve se analysovaly metodou n-d-M a na základě výsledků byly rozděleny do tří základních typů: parafinického, parafinicko-naftenického a naftenického. U jednotlivých typů jsme stanovili jejich charakteristiku.

Ve směru naftové geologie přinesla práce potvrzení vztahů migrace nafty ve vnitroalpské Vídeňské pánvi, které jsme uvedli v práci M. Š t a u d — M. D l a b a č (1958). Závěry jsme provedli na základě většího množství analytických podkladů.

Z migračních poznatků uvádíme zjištění vertikální migrace nafty ve spodním miocénu severní části hodonínsko-gbelské hrástě. V horninách středního miocénu je převaha boční migrace.

U ložiska Hodonín jsme stanovili svrchnoburdigalskou naftu v tortonu a u ložisek Lužice a Moravská Nová Ves flyšovou naftu v pískových čočkách ve svrchním burdigalu. Podobně jsme v oblasti Velkých Bílovic dokázali přemigrování nafty z flyše do tortonu přes zlomovou plochu a u ložiska Vacenovice vmigrování flyšové nafty do sarmatských pastí.

Srovnáním specifických vah nafty z jednotlivých sond jsme u větších ložisek potvrdili gravitační faktor a vzestup specifické váhy u mocnějších obzorů. Dále jsme zjistili vztah různé specifické váhy u nesouvislých čočkovitých obzorů.

Zařazením naft z jednotlivých ložisek a obzorů do jedenácti skupin a vyčleněním vmigrovaných jakož i přeměněných naft jsme stanovili tři geneticky samostatné skupiny. Jsou to nafty *ze středního miocénu, ze spodního miocénu a z paleogénu.*

*Ústav pro naftový výzkum,
Brno*

SEZNAM LITERATURY

- [1] Andrejev P. F., Bogomolov A. I., Dobrjanskij A. F., Karcev A. A.: Prevrášeníja něfti v prirodě. Gostoptechizdat, Leningrad (1958). — [2] Appert J., Louis M.: Note sur l'attaque des pétroles par les microorganismes. Rev. Inst. franc. pétrol., 10, 345 (1955). — [3] Bienner F., Bonnard E. a dr.: Contribution de la géochimie a l'étude de l'évolution des huiles brutes dans les bassins sédimentaires. Congr. Řím, Sect. I/C, Preprint 1, (1955). — [4] D l a b a č M.: Akumulace nafty v sarmatu a tortonu československé části Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naftový výzkum, Brno, 2. XI. 1958 — pp. 1–126. — [5]

Hlauschek H.: Naphten- und Methanole. Ihre geologische Verbreitung und Entstehung. Stuttgart, (1937). — [6] Kačenkov S. M.: Korreljacija něftěj po mikroelementam. DAN SSSR, LXVII., č. 3, 503, (1949). — [7] Karcev A. A.: Issledovanie raspredelenija svojstv něftěj v městoroždenijach oblastěj Kajnozojskoj skladčatosti. Tr. Moskv. něft. In-ta, No. 14, (1955). — [8] Karimov A. K.: Ob izmenenii něftěj v prirodě. Něft. chozj. No. 12, pp. 52—54, (1955). — [9] Karimov A. K.: Ob osobennostjach něftěj različnych tektoničeskich zon i stratigrafičeskich gorizontov na territorii Baškirii. Geologija něfti, No. 4, pp. 23, (1957). — [10] Krejci—Graf K.: Erdöl; Naturgeschichte eines Rohstoffes. 2. vydání Springer, Berlin, 165 str., (1955). — [11] Muthenthaler H., Edelmann A.: Über die chemisch-physikalischen Eigenschaften der Erdöle des Wiener Beckens. Erdöl-Zeitschrift, H. 12, (1956). — [12] van Ness K., van Westen H. A.: Aspects of the Contribution of Mineral Oils. Elsevier Publishing Co., Inc., London, (1951). — [13] Research Committee, Tulsa: Relationship of Crude Oils and Stratigraphy in Parts of Oklahoma and Kansas. B. A. A. P. G., No. 1, (1947). — [14] Rodiona K. F.: O prevraščeenii organičeskogo věščestva pod vlijanijem mikrobov morskich ilov i něfti v svjazi s voprosom o něftě-obrazovanii. „Pamjati akademika I. M. Gubkina“, Izd. AN SSSR, Moskva, 287—308, (1951). — [15] Stadnikoff G.: Allgemeine Betrachtungen über die Entstehung von Erdöl. Erdöl und Kohle, Nr. 5, 293—96, (1958). — [16] Štaud M., Dlabáč M.: Přispěvek k řešení korelace a geneze československých naft Videňské pánve. Rozpravy Čsl. akademie věd, řada MPV, 68, seš. 1, 1—28, (1958). — [17] Tamrazjan G. P.: K voprosu o zavisimosti gazoněftě-nosnosti ot litologii vmeščajuščich porod. DAN SSSR, 1193—1196, (1955). — [18] Uspěnskij V. A., Gorskaja A. I., Karpova I. P.: Genesis algaritov i processy anaerobnovo okislenija něftěj. Izv. AN SSSR — ser. geol., IV., 89, (1947). — [19] Uspěnskij V. A., Radčenko O. A.: O původu nafty. Něft. chozj., No. 8, (1954). — [20] Zobell C. E.: Action of Microorganisms on Hydrocarbons. Bact. Rev., X., str. 1, (1946).

M. DLABAČ—M. ŠTAUD

DIE ENTSTEHUNG UND ZUSAMMENSETZUNG DER ERDÖLE IM TSCHECHOSLOWAKISCHEN TEIL DES WIENER BECKENS

Erdölvorkommen im tschechoslowakischen Teil des Wiener Beckens wurden nach der „n-d-M-
Methode“ analysiert und auf Grund der gebrachten Ergebnisse in drei Grundtype eingeteilt, und zwar: a) Paraffin-, b) Paraffin-Naphten- und, c) Naphten-Rohöltypus. Für jeden der drei Typen wurde auch die Charakteristik ausgearbeitet.

In der vorliegenden Arbeit wurden — was die Erdölgeologie anbelangt — fast überall jene Migrations- und Akumulationsbeziehungen festgestellt und bestätigt, die wir in unseren Arbeiten (M. Dlabáč, 1958; M. Štaud—M. Dlabáč, 1958) auf Grund unserer früheren geologischen Schlussfolgerungen veröffentlichten. Die vorliegende Arbeit beruht sich auf reichere Materialanalysen.

Bezüglich der Migration ist es uns gelungen, Beweise über die Mischung der Erdöle aus verschiedenen Schichtfolgen durch die Brüche oder Diskordanzflächen im Erdölspiegergestein festzustellen.

So zum Beispiel stellten wir im Gebiet von Hodonín an der Tortonbasis auf einer kleineren Fläche das Erdöl oberburdigalischen Charakters fest. In dem Gebiet von Lužice befindet sich in einigen burdigalischen Linsen im Schlier und Konglomerat oft auch Erdöl der Flyschschichten und in anderen, benachbarten Linsen wiederum handelt es sich um autochtones, oberburdigalisches Erdöl.

Die Rohölmigration durch die Brüche beobachteten wir im Gebiet von Velké Bílovice, wo in den benachbarten Gebieten, im obertortonischen Amphisteginenhorizont (Sande von Láb) und im paläogenen Flysch das Erdöl dieselbe Zusammensetzung aufweist.

Ähnliche Beispiele werden auch aus dem Gebiet von Vacenovice angegeben, wo das Rohöl aus dem Flysch ins Sarmat migrierte.

Indem wir das spezifische Gewicht des Erdöls aus einzelnen Sonden und Horizonten einander verglichen, haben wir dabei drei Arten von gegenseitigen Beziehungen festgestellt. In einigen Fällen ist es uns gelungen die gravitative Erdölteilung zu erweisen, allerdings nur in grösseren Funden. In der Lagerstätte von Štefanov haben wir den Zusammenhang zwischen dem spezifischen Gewicht des Rohöls und der Horizontmächtigkeit festgestellt, wie auch die Tatsache, dass in mächtigen, zusammenhängenden Horizonten der Lagerstätte im allgemeinen das Erdöl durchaus ausgeglichenes spezifisches Gewicht besitzt. Demgegenüber ist das spezifische Gewicht des Rohöls aus kleinen, linsenartigen Lagerstätten in verschiedenen Sonden ganz unterschiedlich.

Für eine ausführliche Korrelation und für die genetischen Schlussfolgerungen erscheint uns die Rohölteilung in drei Gruppen (Paraffin-, Paraffin-Naphthen- und Naphthen-Erdöltypus) zu allgemein. Aus diesem Grunde sahen wir uns veranlasst, Rohöle aus einzelnen Lagerstätten ihrer Ähnlichkeit und Verwandtschaft nach im Dreieckgraph (Abb. 3) in elf Gruppen einzuteilen. Dieser Einteilung zufolge gelangten wir zur Ansicht, dass Rohöle in einigen Schichtfolgen genetisch selbstständige Einheiten bilden. Als unterschiedliche Typen haben wir drei Gruppen abgetrennt, und zwar Rohöl aus dem *Obermiozän* (aus Sarmat und Torton), aus *Untermiozän* (Helvet und Burdigal) und aus *Paläogen* (das Flysch-Beckenliegende).

Übersetzt von Ing. M. R u m a n n.

Institut für Erdölforschung.
Brno

Erläuterungen zu den Abbildungen und Tabellen

T a b. 1: Die durchschnittliche Rohölzusammensetzung in einzelnen Stufen und Zonen

T a b. 2: Naphthen-Rohöle

T a b. 3: Paraffin-Naphthen-Rohöle

T a b. 4: Paraffin-Rohöle

T a b. 5: Rohöl-Zusammensetzung in einzelnen stratigraphischen Stufen

T a b. 6: Durchschnittswerte der Rohöle einzelner Gruppen

Abb. 1: Spezifisches Gewicht der Rohöle in einzelnen Stufen

Abb. 2: Die Zusammenhänge zwischen dem spezifischen Gewicht der Rohöle und der Horizontmächtigkeit im Gebiet von Štefanov

Abb. 3: Einteilung der Rohöle aus dem Wiener Becken in 11 Gruppen

JIRÍ JURÁNEK

VÝZNAM OXYDAČNĚ-REDUKČNÍCH VLASTNOSTÍ HORNIN
PRO NAFTOVOU PROSPEKCI*

(Německé resumé)

Úvod

Oxydačně-redukční pochody probíhající v kůře zemské, hrají velmi důležitou roli v procesech geochemických. Mnoho prvků je schopno vyskytovat se ve dvou i více valencích. Prostředí v kůře zemské může být všech stupňů, od extrémně oxydačních po extrémně redukční. Dle valenčního stupně jsou sloučeniny v přírodě tvořeny (Š č e r b i n a V. V.¹):

1. *Ionty nízké valence*, které jsou stále ve velmi vysokých teplotách. Nalézají se v minerálech vyvřelých — Ti^3 , V^3 , Mo^4 , Se^{-2} , Te^{-2} , As^{-3} .
2. *Ionty, které tvoří minerály hlubinného i povrchového původu*. Jsou v přírodě rozšířeny nejvíce. $Fe^{2,3}$, Ti^4 , Cr^3 , Mn^2 , Ni^2 , Co^2 , $Cu^{0,1,2}$, Pb^2 , $U^{4,6}$, $S^{-2,0,6}$ a j.
3. *Ionty vyšších valencí*, které jsou nestálé ve vyšších teplotách, ale stále v podmínkách zemského povrchu, především v prostředích neutrálních nebo alkalických roztoků — V^5 , Mn^4 , Mo^6 , Cr^6 , Co^3 , Ni^3 , $Se^{4,6}$, $Te^{4,6}$, Pb^4 a j.

Oxydačně-redukční potenciály jsou vhodnou mírou změny kvantity energie, uvolněné či vázané při pochodech oxydačně-redukčních. Pro každý prvek je velikost oxydačně-redukčního potenciálu, odpovídající změně jeho valence, charakteristická. Řada potenciálů dle velikosti hodnot seřazuje prvky do řady, v níž každý prvek mění své valence až po změně prvku předcházejícího. Tato skutečnost vysvětluje paragenetické vztahy přírodních minerálů. Posloupnost prvků v řadě je závislá na koncentraci vodíkových iontů, s níž také oxydačně-redukční potenciály úzce souvisí. Každý oxydačně redukční systém je na prostředí závislý odlišným způsobem. Na příklad řada:

Cu^1 , U^4 , Fe^2 , Mo^4 , V^3 , Mn^3 , pro kyslé prostředí mění se v:
 V^3 , Mo^4 , Fe^2 , U^4 , Mn^2 , Cu^1 pro prostředí alkalické.

* Část III. ve spolupráci s Jurajem Fuxou.

Změny oxidačního stupně souvisí ovšem také se změnami jejich chemických vlastností. Projevuje se to v jejich rozpustnosti. Snížení rozpustnosti vede k nahromadění látek, zvýšení naopak k jejich rozptýlení. Fe, Mn, Co, Ni, Ti, Pb, (Ce) zvýšením mocnosti rozpustnost snižují; hromadí se tedy v oxidačních zónách povrchových (rudy Fe, Mn). Cu, U, Mo, V, Cr, Rh rozpustnost snížením mocnosti zmenšují, hromadí se tedy v redukčních zónách (uhlo — a naftonosné vrstvy). V redukčních zónách se koncentrují ve sloučeninách s kovy S, Se, Te, jako sulfidy, selenidy, teluridy. Některé prvky jsou schopny se redukovat do elementárního stavu. Zlato a platina, které mají oxidačně-redukční potenciály vyšší než 1 V, vyskytují se vesměs jako ryzí kovy. Cu, Ag, Hg mají oxidačně-redukční potenciály mezi 0 a 1 Voltem, jsou v přírodě ve stavu ryzím i ve sloučeninách.

Velmi zřídka se vyskytují v přírodě kovy s negativními oxidačně-redukčními potenciály. Ryzí olovo má ještě v alkalických a slabě kyselých roztocích větší potenciál než je potenciál vodíkové elektrody, může být proto ukládáno z takových roztoků ve stavu ryzím. Výskyt ryzího olova ve Švedsku v Zängbau v asociaci s pyrochroitem v žilách, uložených zřejmě z roztoků za nízkých teplot, svědčí o negativním potenciálu v alkalickém, nebo slabě kyselém prostředí. Je to potvrzeno pyrochroitem samotným, poněvadž srážení $Mn(OH)_2$ vyžaduje pH nejméně 8.

Ve vodných roztocích, v nichž probíhají téměř všechny oxidačně-redukční pochody ve svrchních vrstvách lithosféry, jsou hodnoty potenciálů možné v mezích hodnot potenciálů vodíkové a kyslíkové elektrody: 0,00 a 1,23 V pro $pH = 0$. pH přírodních vod kolísá od 0 (vody vulkanických oblastí) do 10 (alkalické vody s uhličitánem sodným). Obvykle se pohybuje od 4 do 9. Pro jednotku pH se potenciály oxidačně-redukční mění o 0,06 V při změně o 1 valenční stupeň. Při $pH = 7$ budou tedy mezemi oxidačně-redukčních pochodů ve vodném prostředí hodnoty 0,82 a -0,41 V.

Jako neutrální bod stupnice pH je hodnota $pH = 7$. Pro redox systémy je považován za neutrální bod střední hodnota mezi potenciálem vodíkové a kyslíkové elektrody (Michaels²). Protože však není objektivní začátek stupnice, je o hodnotě neutrálního bodu těžké hovořit. Šerbina V. V.¹ považuje za střední hodnotu oxidačně-redukčního prostředí v přírodních podmínkách ono prostředí, ve kterém je dvojmocné a trojmocné železo zastoupeno stejným dílem. Voiret a Froquet³ považují za střední hodnotu faktor $rH = 27,7$, odpovídající chemicky čisté destilované vodě nasycené vzduchem při 20 °C.

Snadná oxidace uhlovodíků, tvořících naftová a plynová ložiska a přítomných v rozptýleném stavu v horninách naftonosných oblastí, je podporována mnoha faktory (přítomnost katalysátorů, teplota, tlak, adsorpce horninami...). Účast bakterií na oxidačně-redukčních pochodech probíhajících v těchto horninách je velmi významná. Atmosférický kyslík, vnikající do hornin difúzí i jinými po-

chody, je neustále spotřebováván. Migrací uhlovodíků se oxydačně-redukční pochody zanáší i do vrstev hornin blízkých povrchu zemskému. Oxydace uhlovodíků probíhá i na úkor redukce přítomných minerálních solí. Dochází k redukci Fe^{+++} na Fe^{++} , Mn^{+++} na Mn^{++} , $So_4^{''}$ na $S^{''}$ atd.

Během geologických dob mohly se již v celku relativně ustáliti hladiny oxydačně-redukčních potenciálů, závislejších na pochodech migrace uhlovodíků k povrchu a na vnikání kyslíku do hornin z atmosféry. Redukční prostředí sedimentů v místech, v nichž zásoba organických látek v horninách není dostatečná a není doplňována migrujícími uhlovodíky, zvolna ustupuje oxydačnímu prostředí, které vzniká postupnou oxydací všech zúčastněných látek a naopak. Poměr nižší valence zúčastněných prvků k valenci vyšší vytváří tak určitou hodnotu oxydačně-redukčního potenciálu v horninách.

První prací, zabývající se oxydačně-redukčními potenciály v půdě je, zdá se práce Gillespieova z r. 1920⁴. Celá série prací objevuje se v článcích po r. 1930^{5-17, 21, 22} v souvislosti s rozvíjejícím se výzkumem v zemědělství. Badatelé hledají souvislost mezi oxydačně-redukčními potenciály půd a vývojem rostlin, se změnami počasí a ročního období. Z našich pracovníků se touto otázkou zabývá L. Smolík v letech 1934 a 1935. Sledování oxydačně-redukčních potenciálů hornin se provádí v nejsvrchnějších vrstvách půdy do hloubky pouze několika centimetrů.

V r. 1935 se pozornost na tomto poli počíná obracet k sedimentačním poměrům v mořích i mořských sedimentech po jejich uložení. Sleduje se souvislost s deposicí organického materiálu^{18-23, 25, 29, 31, 37}. C. E. Z o B e l l sleduje činnost mikroorganismů v sedimentech moří a zahajuje sledování vzniku naftových uhlovodíků z těchto materiálů^{20, 19, 45}. Prováděl řadu měření v recentních mořských sedimentech na Kalifornském pobřeží a obdržel hodnoty pohybující se od 0,350 V (písečité dna mělkých, dobře okysličených vod) do - 0,500 V (v jemně zrnitých ložiscích dna bohatých na organický materiál). pH se pohybovalo od 6,4 do 6,5. Naměřený potenciál - 0,5 V je více negativní než teoretický potenciál vodíkové elektrody (-0,42 při pH = 7,0). Z o B e l l připisuje přepětí vodíku anaerobním bakteriím. V takovém prostředí se může železo ukládat ve stavu ryzím (potenciál -0,44 V), v jakém skutečně bylo nalezeno v uhelných sedimentech.

Ve čtyřicátých letech se počíná sledovat souvislost procesů minerálotvorných s oxydačně-redukčními vlastnostmi prostředí^{34-36, 38-41, 44}. Práce různého směru se pak později navzájem prolínají.

B. M a s o n⁴⁶ sleduje oxydačně-redukční potenciály v geochemii lithosféry všeobecně, W. C. K r u m b e i n a R. M. G a e r e l s⁴⁷ sledují závislosti tvoření chemických sedimentů v mořích na pH a redox potenciálech.

A l l g e i e r, H a f f o r d a J u d a y⁴⁸ sledovali oxydačně-redukční potenciály povrchových vod ve Wisconsinských jezerech, které se pohybují mezi 0,38 až 0,50 V. U dna klesá hodnota na 0,057 až 0,44 V. Sedimenty dna mají -0,14 až -0,2 V.

H u t c h i n s o n, D e e w e y a W o l l a c k⁴⁹ zkoumají potenciály jezer Quassapang a Highland a rybníků Jeb a Zinsley. Sledovali souvislost faktoru rH s obsahem O_2 , $Fe^{''}$ a závislost změn rH na mikrofauně. Obsah dvojmocného železa je závislý na obsahu kyslíku ve vodě, s obsahem obou pak souvisí oxydačně-redukční vlastnosti prostředí.

V roce 1939 navrhuje jako první V. E. L e v e n s o n⁵⁰ použití metody sledování oxydačně-redukčních vlastností hornin v naftoprospekčních pracích. Navrženým způsobem byly sledovány změny ORP v naftové prospekci v SSSR. Stanovení se provádí v kalium-chloridových výtazcích

ze vzorků hornin v atmosféře kyslíčnicku uhličitého inertní elektrodou za použití potenciometru. Po přepočtu na veličinu rH_2 :

$$rH_2 = \frac{Eh}{0,029} + 2 \text{ pH} \quad (18 \text{ }^\circ\text{C})$$

se hodnoty srovnávají⁵¹⁻⁵³.

J. V. Gavrilov a jiní pracovníci popsali v naftonosné oblasti Baku jev, související zřejmě s oxidačně-redukčními pochody, které provázejí migraci uhlovodíků horninami: v jedné a téže vrstvě pisku produktivních souvrství mění se jeho barva v blízkosti naftových akumulací na charakteristicky světlešedou nebo modrošedou (po odstranění nafty), v části vzdálené od ložiska má barvu hnědou, rezavého odstínu. Hlíny, s nimiž jsou naftonosné písky ve styku, přecházejí také v modrošedou. Šedá barva ovšem není ještě důkazem naftového ložiska, hnědá barva je však příznakem negativním.

Potvrzení předpokladů použití metody ORP bylo dosaženo v prospekčních pracích v troekurovo-gubinské oblasti, avšak slabší ložiská naftová svůj vliv na tyto vlastnosti hornin neprojevovala. Naopak byla objevená celá řada faktorů, znehodnocujících výsledky analys s hlediska naftoprospekčního.

Po prvních pracích, v nichž oxidačně-redukční vlastnosti hornin byly sledovány v hlubinných vrtech, bylo P. Serdobolským a spolupracovníky⁵⁴ navrženo sledování projevů v povrchových vrstvách. Vzorky hornin byly odebírány z hloubky 50 cm. Snížení ORP hornin bylo pozorováno v soulase s vyššími obsahy uhlovodíků, zjišťovaných plynovou prospekci. Prospekční práce byly provedeny v některých oblastech Zakarpatských i jiných. Souvislosti s projevy naftových ložisek byly zjištěny. Nad ložisky se mnohdy vyskytovaly hodnoty abnormálně vysoké, které byly přisuzovány produktům činnosti mikroorganismů, zpracovávajících přimigrované uhlovodíky.

Oxidačně-redukční vlastnosti hornin v hloubce 50 cm jsou silně závislé na teplotě ročního období, obsahu humusových látek a řadě jiných faktorů. Nepřesnosti silně snižují kvalitu obdržených výsledků. S. J. Vajnbau⁵¹ navrhuje proto provádění analys vrstev podpovrchových z hloubky 3-4 m, ve vrtech pro plynovou prospekční metodu.

Práce E. S. Itkiny⁵⁵ zabývají se některými podrobnostmi stanovení oxidačně-redukčních potenciálů hornin ve vodných výluzích, které zpřesňovaly tuto metodu. Příprava emulze i inertních podmínek měření roztoku spolu s pomalou rychlostí ustalování se potenciálů na platinové elektrodě a také nepřesnosti měření jak Eh tak pH, znemožňují zpracování většího počtu vzorků.

V článku P. S. Slavina⁵⁶ jsou shrnuty poznatky o používání metody v průzkumných pracích v SSSR. Autor však nemění nic na metodice stanovení ORP v horninách ani na způsobu odebírání vzorků hornin k analysám. V článku je již zmínka o poznatku, že do hloubky 2-3 m, ve kterých je prospekce prováděna, projevují se vlivy povrchových procesů oxidačně-redukčních tak silně, že mohou vést při posuzování anomálií k nesprávným výsledkům. Teprve od 6-8 m přestávají mít povrchové vlivy dominantní postavení.

V knize A. A. Karceva, Z. A. Tabasaranského, M. I. Subboty a G. A. Mogilevského⁵² je metoda ORP velmi stručně probrána bez nových poznatků. Kolísání hodnot ORP, až extrémně oxidačních, nad naftovými ložisky je (chybně) vysvětlováno působením mikroorganismů, zpracovávajících migrující uhlovodíky.

V březnu roku 1955 byla na Ministerstvu naftového průmyslu SSSR porada o geochemických metodách naftové prospekce^{58, 57}. Na základě zpráv odpovědných institucí a pracovníků o stavu výzkumu na teoretických základech metod a o výsledcích průzkumných prací byla kriticky zhodnocena účinnost těchto metod a vytyčena linie dalšího výzkumu na teoretických základech i dalšího použití v prospekčních pracích. Vyhledky metody ORP na uplatnění v naf-

tové prospekci při analysování povrchových vrstev nemohou být lepší než metody přímé (plyno-prospekční, bituminologická luminiscentní). Proto byla na této poradě zamítnuta používaná metoda ORP v povrchové naftové prospekci a bylo doporučeno její použití pouze pro korelaci vrt-ních profilů.

Indikativní souhrn vlastní práce

Pro sledování oxidačně-redukčních vlastností hornin byla vypracována metoda jejich stanovení v kyselinových výluzích při pH blízkém nule.

Byl prokázán rozhodující význam red-ox systému železa jako citlivého indikátoru přítomnosti bituminosních látek v horninách.

Byl sledován vztah oxidačně-redukčních vlastností hornin v povrchových vrstvách k jejich bituminosnosti a řešena možnost a význam použití této metody v naftoprospekčních pracích v našich geologických podmínkách.

Rychlý a snadný postup stanovení oxidačně-redukčních vlastností hornin v kyselinových výluzích při pH roztoku prakticky rovném nule umožnil zpracování velkého počtu jader strukturních vrtů, odebíraných v intervalu 5 metrů. Výsledky sledování v naftonosných oblastech ČSR byly zpracovány do plošných anomálií v rovinách proložených horninami v hloubkách až do 200 m. Získaný prostorový obraz o oxidačně-redukčních vlastnostech hornin byl srovnán s bituminosností hornin a jejich geologickou stavbou.

Oxidačně-redukční vlastnosti hornin, sledované v jednotlivých vrtech, mohou být využity pro korelaci souvrství, poněvadž sekundární změny ORP hornin, které provází migrující bitumeny, probíhají současně ve všech migracích zasazených vrstvách, takže poměrné hodnoty ORP sousedních vrstev jsou zachovány až do úplné redukce v horninách přítomného systému železa.

Č á s t I.

Práce metodické

Oxydací rozumíme každý úbytek elektronu, redukcí každý přírůstek.

Roztok, obsahující sloučeniny schopné přijímat nebo vydávat elektrony — jevící tedy oxidační nebo redukční schopnosti — vytváří s netečnou elektrodou určitý elektrický potenciál. Tento potenciál je závislý na koncentraci vodíkových iontů a na stupni oxidační nebo redukční schopnosti látky v roztoku.

Názorně si můžeme představit oxidační nebo redukční schopnosti hornin předpokladem, že látky zúčastněné na utvoření potenciálu, rozkládají se nebo reagují s vodou a uvolňují ve styku s netečnou elektrodou buď vodík nebo kyslík. Kov netečné elektrody katalyzuje tyto reakce. Tlak vodíku, nebo kyslíku na elektrodě je pro každou soustavu charakteristický. Můžeme tedy považovat oxidačně-re-

dukční potenciály za potenciály vodíkové a kyslíkové elektrody, sycené těmito plyny v roztoku o stejném pH, jaký má roztok oxydačně-redukční.

Jak již bylo uvedeno dříve, provádí se stanovení oxydačně-redukčních potenciálů tím způsobem, že se připravují suspence hornin pomocí inertního nasyceného roztoku KCl. Roztoky látek obsažené v půdních vzorcích v přirozené vlhkosti, nebo rozpuštěné v připravovaném roztoku, ovlivní svým minerálním i plyným obsahem oxydačně-redukční potenciál roztoku inertního.

Willis⁶², Heintze¹³ a jiní autoři používají vody jako suspensního prostředí, v němž rozptýlí vzorek horniny. Čas potřebný k ustálení ox.-red. potenciálů na netečné elektrodě je velmi dlouhý. Uvádí 1–2 hodiny. Použití vody doporučuje také Michaelis², Smith⁶¹, Kohne⁶³. V tomto prostředí je nutno provádět měření v inertní atmosféře.

Bradfield R., Batjer Z. R. a Oskamp J.⁵⁹ popisují metodu měření oxydačně-redukčních potenciálů v horninách při posuzování úrodnosti zahradních půd. Půda je suspendována v n/10 H₂SO₄. Ustálení potenciálů na netečné elektrodě je velmi rychlé. Tento způsob měření je mnohem přesnější a snadněji reprodukovatelný, měření pH roztoku je však stejně choulostivé.

Peech M., Z. P. Batjer⁶⁰ zjišťují, že měření pH půdních suspenzí kyselých není chinhydronovou elektrodou přesné. Z 350 vzorků mělo 85 chybu měření větší než 0,25 jednotky proti elektrodě skleněné.

Křivka oxydace půdních vzorků v suspenzích v závislosti na pH souhlasí zcela přesně s oxydací roztoků Fe²⁺.^{61, 60} V kyselých roztocích oxydace účinkem vzdušného kyslíku neprobíhá, teprve při pH = 4, a zvláště při pH = 6. Jde o závislost na disociaci molekul Fe — sloučenin.⁶³

Pro potenciál netečné (platinové) elektrody platí:

$$E = \frac{RT}{nF} \cdot \ln \frac{f_{ox} \cdot (Ox)}{f_{re} \cdot (Re)} + E_0$$

- E — potenciál netečné elektrody v roztoku s oxydačním stupněm Ox a redukčním stupněm Re.
n — počet elektronů, o který se liší stupeň oxydační od redukčního,
f_{ox}, f_{re} — faktory, korigující koncentraci zúčastněných iontů ve vztahu k jejich aktivitě,
(Ox), (Re) — koncentrace iontů oxydačního a redukčního stupně
E₀ — potenciál netečné elektrody pro případ, že Ox = Re.

Změna potenciálu je závislá na změně koncentrace vodíkových iontů u redox. systémů, lišících se o jeden valenční stupeň jako u vodíkové elektrody:

$$E = E_0 + 0,059 \log (H^+)$$

Změna na jednotku pH je u jiných red.-ox. systémů vyšší a jde ji vypočítat z elektrochemické rovnice.

W. M. Clarkův faktor „rH“, značící záporný logaritmus parciálního tlaku vodíku:

$$rH = \log \frac{1}{p_{H_2}} = -\log p_{H_2}$$

byl vypočítán z potenciálu platinové elektrody

$$E = \frac{RT}{2F} \cdot \ln \frac{H^2}{p_{H_2}} = \frac{0,0591}{2} \log \frac{H^2}{p_{H_2}} = \frac{0,0591}{2} \left(\log H^2 + \log \frac{1}{p_{H_2}} \right);$$

$$rH = \log \frac{1}{p_{H_2}} = \frac{2E}{0,0591} - \log H^2 = \frac{2E}{0,0591} + 2pH.$$

Hodnota 0,0591 platí pro 25 °C. Je závislá na teplotě:

0 °C	10 °C	20 °C	30 °C	40 °C	50 °C
0,0542	0,0561	0,0581	0,0601	0,0621	0,0641

Vliv pH roztoku na měření oxydačně redukčních potenciálů půd není ve všech případech stejný.

Willis⁶² udává ve své práci hodnotu závislosti potenciálu na jednotce pH 0,066 V. Bradfield, Batjer a Oskamp⁵⁹ dle strmosti křivky Eh/pH usuzují na nejpravděpodobnější hodnoty tohoto faktoru 0,080 V. Kohnke⁶³ pro velmi oxydované půdy a půdní koloidy udává hodnotu, nelišící se od hodnoty teoretické 0,060 V. Peech a Batjer⁶⁰ použili ve své práci faktoru 0,080 V, ovšem pro půdy vápenaté byl tento faktor příliš vysoký.

Měření ORP hornin ve vodných výluzích není tedy vyhovující, je zdlouhavé a velmi choulostivé.

Sledování oxydačně-redukčních vlastností hornin stanovením poměru dvojmocného a trojmocného železa

Oxydačně-redukční vlastnosti vod, sedimentů jezer a moří, zkoumané v pracích uvedených v přehledu literatury a některé jiné práce^{60, 61}, svědčí o bezprostředním vlivu red.-ox. systému železa na potenciály netečné elektrody. Stanovení Fe²⁺ vedle Fe³⁺ a sledování změn tohoto poměru v horninách bylo zkoumáno především.

Působením kyseliny s hlediska oxydačně-redukčních vlastností inertní (HCl, H₂SO₄) na vzorek horniny, přešly soli Fe²⁺ a Fe³⁺ do roztoku, aniž by změnila svá mocenství. Příprava roztoku se prováděla vždy za stejných podmínek, aby poměr Fe²⁺:Fe³⁺ byl úměrný poměru v hornině.

Příprava roztoku. Do odměrné baňky 500 ml vpravíme 50 ml HCl (1:1) a 2 minuty vytěsňujeme vzduch z baňky. Přidáme 10 g vzorku horniny a uzavřeme zabroušenou zátkou, k níž vložíme proužek filtračního papíru, aby mohl unikat kyslíčnický uhlíčitý vznikající

rozkladem uhlíčanů. Po 1 hodině doplníme vyvařenou destilovanou vodou, schlazenou v atmosféře kyslíčnicka uhlíčitého, důkladně promícháme a necháme 24 hodin ustát.

Stanovení Fe²⁺ a Fe³⁺:

Fe²⁺ stanovíme manganometricky ve 100 ml roztoku a 8 ml roztoku Reinhard-Zimmermanna a 5 ml HCl (1:1).

Fe³⁺ stanovíme kolorimetricky. Metoda je pro koncentrace, připadající v našich analysách v úvahu, vyhovující: 25 ml 2,4 %-ního roztoku NH₄SCN + 5 ml HCl (1:1) + + 2 ml zkoumaného roztoku doplníme na 100 ml destilovanou vodou prostou kyslíku a ihned kolorimetrujeme.

Pro srovnání poměru Fe²⁺:Fe³⁺ v jednotlivých vzorcích, byl zvolen činitel „Rf“, vyjadřující procento Fe²⁺ v celkovém množství železa:

$$Rf = \frac{Fe^{2+} \times 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$$

Elektrometrické stanovení oxidačně-redukčních potenciálů hornin

Roztoky připravené k analysám Fe²⁺ vedle Fe³⁺ dle výše popsaného způsobu, obsahují koncentrace FeCl₂ a FeCl₃ v mezích normalit n/20 až n/100. Tvoření oxidačně-redukčních potenciálů na netečné elektrodě tedy zcela ovládají ionty železa.

Změna valenčního stupně se u systému železa mění o jeden elektron. Pro uvedené koncentrace lze faktory f_{ox} a f_{r3} považovat za rovné 1. Pro potenciál platinové elektrody platí v našem případě:

$$E = \frac{RT}{F} \cdot \ln \frac{(Fe^{3+})}{(Fe^{2+})} + E_0;$$

pH roztoku je pro přebytek kyseliny vždy rovno nule.

Měření potenciálu E platinové elektrody bylo prováděno na přístroji *Jonoscop* a *Multoscop* proti nasycené kalomelové elektrodě.

Použití nadbytku zředěné kyseliny HCl (H₂SO₄) v takovém množství, aby po rozrušení vzorku horniny hodnota pH roztoku byla stále velmi blízka nule, staví všechna měření na společný základ. Velikost vzorku horniny nemusí být zcela přesně vymezena, poněvadž malá změna koncentrací solí v roztoku neovlivňuje potenciál platinové elektrody. Množství roztoku může být malé, takového objemu, aby stačilo k ponoření měrných elektrod.

Vypracovaná metoda stanovení ORP hornin, používaná v analýze vzorků

Z celkového vzorku horniny se vybere asi 1 g tak, aby neobsahoval horninu narušenou oxidační během přechovávání po odběru, a také ne zrnka limonitu,

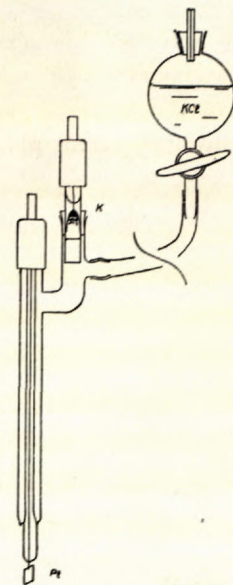
kteřá by obsahem Fe^{+++} zkreslila výsledek. Vzorek se vpraví do zátoku uzavřené zkumavky se zředěnou kyselinou solnou ($5^\circ B\acute{e}$). Po rozpadnutí vzorku (rozrušení uhlíčanů) se $2-3\times$ protřepe a nechá do následujícího dne v klidu. Měření oxidačně-redukčního potenciálu roztoku se provede přímo ve zkoumavce.

Platinová elektroda byla upravena s kombinací KCl můstku a kalomelové elektrody tak, aby měření potenciálu elektrody bylo možno provádět přímo.

Potenciál platinové elektrody sa stanoví po 5–10 vteřinách ponoření do roztoku. Po změření jeho hodnoty se elektroda opláchne destilovanou vodou. Osvědčilo sa mít soupravu elektrod pevně uchycenou ve stojanu a ponoření provádět manipulací se zkumavkou. Vzhledem k můstku KCl uchovávají se elektrody v době klidu v nasyceném roztoku KCl.

Měření pH roztoku odpadá.

Tímto způsobem mohou dva pracovníci zpracovat 100 až 150 vzorku denně.



Obr. 1: Schéma úpravy kalomelové a platinové elektrody s můstkem KCl.

Chyba metody stanovení ORP hornin

Opakovanou analysou stejnorodého vzorku horniny byly obdrženy následující výsledky:

Měření	mV	Δ	Δ^2
1	325	-0,7	0,49
2	325	-0,7	0,49
3	328	+2,3	5,29
4	329	+3,3	10,09
5	322	-3,7	13,69
6	324	-1,7	2,89
7	327	+1,3	1,69
	2280	+0,1	34,63

$$\bar{\gamma} = \frac{2280}{7} = 325,7$$

Střední chyba $\delta = 2,4$ mV

Krajní chyba $\kappa = 4,86$ mV

Srovnání metod stanovení ORP hornin ve vodných a kyselinových výluzích

Pro přípravu emulsí hornin v destilované vodě bylo zjištěno, že nejvhodnější poměr množství horniny k objemu vody je: 15–30 g horniny ve 150 ml vody.

K vlastním analysám bylo bráno 20 g horniny.

Potenciál platinové elektrody vnořené do emulze horniny ve vodě se ustálí po

60 minutách. Emulgace horniny byla prováděna v atmosféře kyslíčnicku uhličitého vysokoobrátkovým míchadlem. Maximální čistota platinové elektrody byla zachovávána čistěním v kyselině chromsírové, opláchnutím v redestilované vodě a přežhnutím. Měření pH bylo prováděno elektrodou chinhydronovou.

Vzorky hornin byly vybrány dle jejich činitelů Rf a měření ORP bylo provedeno v emulsích po 2 a 18 hodinách. Příklad výsledků dává následující tabulka:

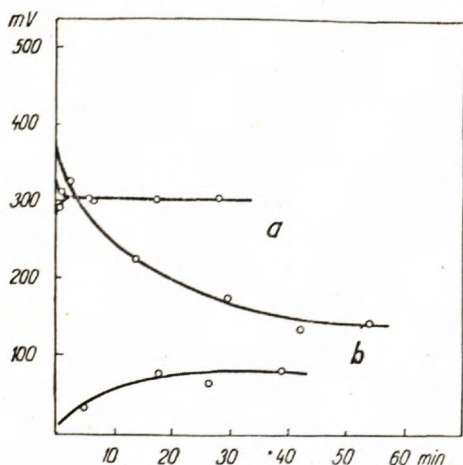
Činitel Rf vzorku horniny	2 hod.			18 hod.		
	mV	pH	rH	mV	pH	rH
1	73	6,4	23,8	93	6,5	24,3
6	71	6,5	23,8	83	6,5	24,1
36	55	6,3	22,7	76	6,4	23,8
74	41	6,4	22,8	69	6,5	23,8
100	34	6,5	22,6	61	6,5	23,5

Při použití různých koncentrací kyseliny solné byly při analýze 20 g vzorku horniny zredukované (Rf = 100) zjištěny následující hodnoty:

Množství HCl (1 : 1) v ml	2 hod.			18 hod.		
	mV	pH	rH	mV	pH	rH
0,0	34	6,5	22,6	61	6,5	23,5
0,3	66	5,6	21,6	88	5,6	22,6
1,0	50	5,0	20,1	73	5,0	20,9
3,0	21	4,5	18,3	42	4,5	18,5
10,0	223	0,9	18,0	223	0,9	18,0

Působení kyseliny sírové na vzorek horniny je stejné.

Rychlost ustálení potenciálů platinové elektrody při použití kyselinových výluhů je velká, při čemž hodnoty potenciálů jsou lehce reprodukovatelné. Koncen-



Graf 1: Časový průběh ustálení potenciálů platinové elektrody v roztocích. a) kyselinový výluh horniny, b) vodný výluh horniny.

trace solí Fe^{++} a Fe^{+++} vytváří v roztocích oxidačně-redukční systém zcela určitých hodnot, aniž by bylo nutno úzkostlivě zachovávat platinovou elektrodu v naprosté čistotě.

Křivky grafu 1 znázorňují časový průběh ustálení potenciálu platinové elektrody v roztocích při $pH = 6,2$ a $1,0$, při čemž platinová elektroda byla před vlastním měřením roztoku *otrávena* měřením roztoků mírně a silně zredukovaných.

Č á s t I I.

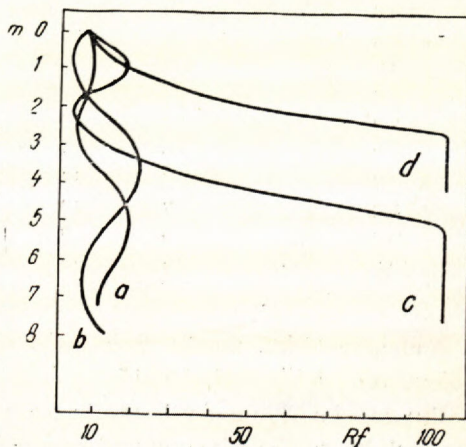
Sledování oxidačně-redukčních vlastností hornin v podpovrchových vrstvách do hloubky 10–12 m

Sledování poměru $Fe^{++} : Fe^{+++}$ v horninách chemickou analysou

V prvních aplikačních pracích byly zjišťovány změny vlastností oxidačně-redukčního systému železa v horninách v závislosti na obsahu bitumenů, sledovaných metodou luminiscentní.

Vzorky hornin byly odebírány dle obvyklých principů v síti povrchových vrtů v území, v jehož středu je známé těžené ložisko nafty východně od obce Měnin. Naftové ložisko je vyvinuto v tortonu (basální tortonské štěrky) v hloubce 50 až 60 m pod povrchem.

Hloubka vrtů pro odběr vzorku hornin k analýze byla řízena hloubkou jílových vrstev, které jsou ve značné části území překryty terasovými písky a štěrky se spraší. Průměrná hloubka vrtů byla 5,5 m, nejmenší 4 m. Vzorky byly odebírány od povrchu po 1 m až do ukončení vrtu. Byly baleny do parafinovaných papírových krabiček (později bakelitových) a dopravovány 2× týdně do laboratoře ke zpracování.



Graf 2: Průběh ORP hornin (ve stupnici Rf hodnot) v území Měnin v závislosti na hloubce; charakteristické typy vrtů: a) v písčitéch vrstvách sprašových, pokrývajících východní část území, místy do hloubky více než 12 m. Bituminosnost hornin je velmi nízká, prostředí oxidační; b) v písčitém jílu mimo prostor redukčního prostředí. Bituminosnost velmi nízká, prostředí oxidační; c) ve vrstvách písčitého jílu nebo jílu, v redukčním prostředí. Bituminosnost hornin vysoká; d) ve vrstvách jílových v prostoru redukčním mimořádné aktivity.

Porosita vzorků hornin neovlivňuje výsledek analýsy ORP, je však důležitá pro difuzi vzdušného kyslíku do hloubky. Pro naše účely byly vzorky rozděleny dle porosity do pěti stupňů s označením: 1 *písek*, 2. *jemný písek*, 3. *jílový písek*, 4. *písčitý jíl*, 5. *jíl*. Průběh ORP hornin, vyjádřených činitelem „Rf“ v tomto území v závislosti na hloubce, znázorňují křivky čtyř charakteristických vrtů v grafu 2.

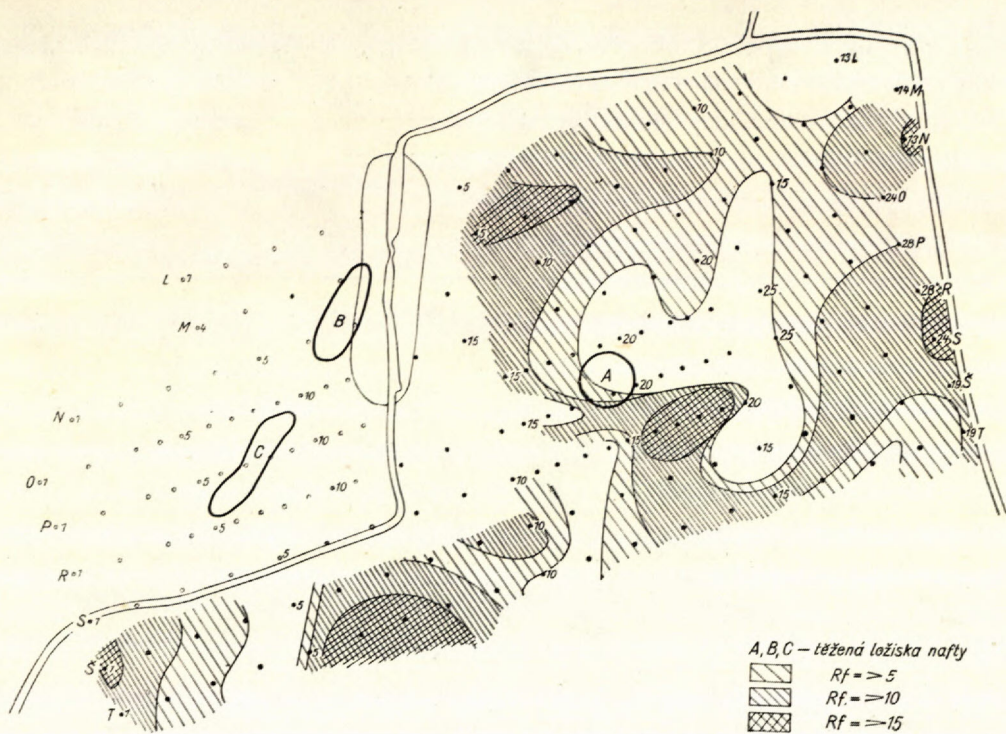
Zajímavé je počáteční maximum u všech křivek průběhu činitele „Rf“ jednotlivých vrtů. V závislosti na porositě vrstev do 5 m, je toto počáteční maximum více nebo méně posunuto do hloubky v rozmezí 1 až 4 m. Hloubky prvního maxima souhlasí s hloubkou maximálního výskytu methanových a propanových bakterií. Uhlovodíkové bakterie nejsou anaerobní; ke své činnosti potřebují dostatečný přívod kyslíku. Kyslík spotřebovávaný je nahrazován kyslíkem difundujícím z atmosféry. Optimální podmínky činnosti těchto bakterií jsou tedy dány migrací uhlovodíků a difuzí kyslíku. Snížení absolutního množství kyslíku vyvolává jeho nedostatek a snížení ORP horniny. Snížení je také dáno rostoucím podílem oxydace uhlovodíků na úkor kyslíkatých složek hornin činností bakterií.

Níže uvedená tabulka udává výsledky stanovení bakterií ve vzorcích hornin vrtu 5, 6 a 3 v území, které je od našeho zkoumaného území odlišné pouze poněkud vyšší vrstvou povrchové spraše (Dostálek M. ⁶⁴).

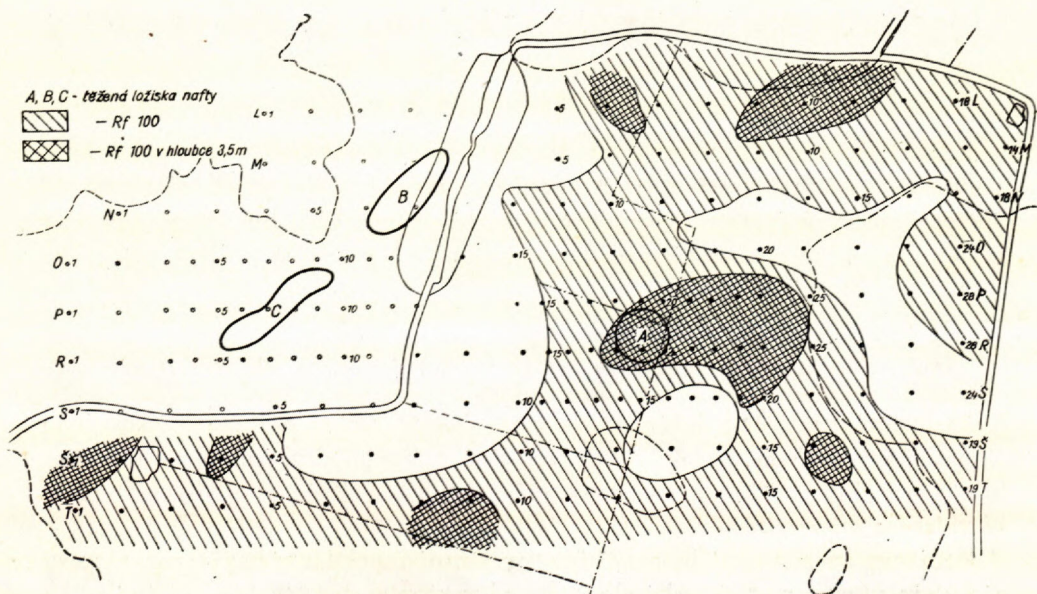
Hloubka v m	Methanové bakterie			Propanové bakterie		
	5	6	3	5	6	3
0,0	100	100	14	14	14	14
0,5	33	80	17	7	14	7
1,0	14	10	20	7	13	7
1,5	10	14	7	3	10	7
2,0	66	75	66	3	14	7
2,5	66	100	66	7	20	3
3,0	100	66	18	3	14	7
4,0	20	7	100	20	3	60
5,0	33	7	33	3	3	40
6,0	10	7	66	14	7	33
7,0	7	14	66	7	3	33
8,0	7	14	33	7	10	33
9,0	0	7	33	10	10	33
10,0	18	14	33	14	10	33

Anomalie těchto maxim jsou zachyceny v mapce 1. Interpolační roviny byly voleny pro „Rf“ = 5, 10, 15.

Pro mapku 2 anomalii hornin ve vrstvách hlouběji uložených byla určena interpolační rovina v maximální hodnotě činitele „Rf“ = 100. Místa, ve kterých



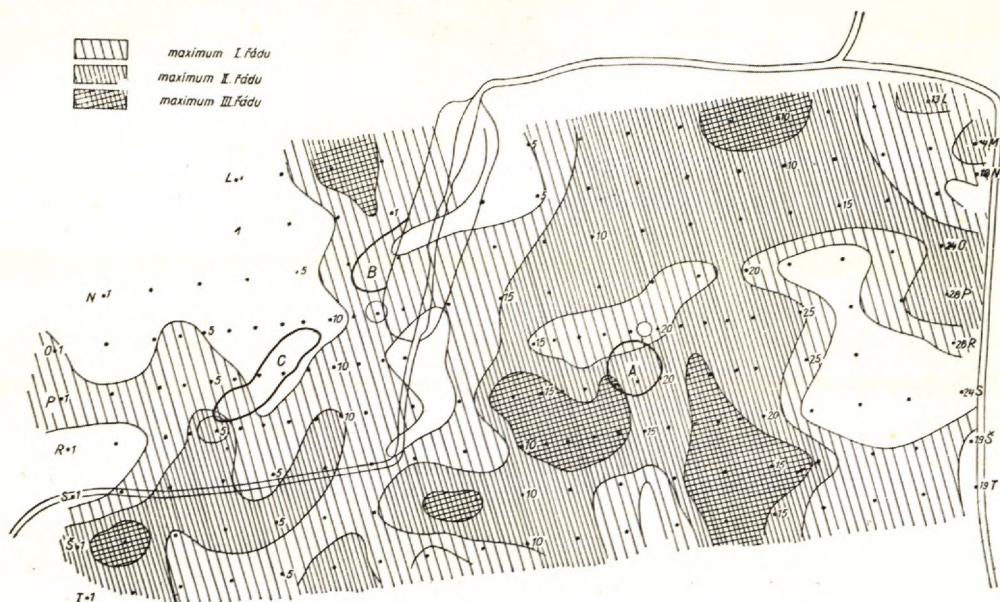
Mapka 1: Anomalie ORP hornin do hloubky 3 m - Měnín.



Mapka 2: Anomalie ORP hornin v hloubce pod 4 m (Měnín).

úplná redukce solí železa dosahuje nepatrné hloubky 3,5 m, byla zaznamenána do mapky anomalií jako místa velmi silné redukční aktivity.

Zhruba se tyto anomalie kryjí s anomáliemi vysoké bituminosnosti hornin, patrných na mapce 3 (Š m e r a l J. 65).



Mapka 3: Anomalie bituminosnosti hornin v hloubce 3–6 m — Měnin (Š m e r a l J. 65).

Interpolace výsledků

Způsoby interpolace výsledků v síti vrtů jsou již všeobecně známy a byly popsány v celé řadě prací. Způsob interpolace použitý v této práci byl usnadněn zhotovením grafů průběhu R_f činitele ve vrtech jednotlivých linií na průhledném papíře. Vytvoření prostorové představy o anomáliích umožnilo příčnou interpolaci mezi jednotlivými liniemi.

Sledování oxidačně-redukčních vlastností hornin cestou elektrometrickou

Sledování oxidačně-redukčních vlastností hornin cestou elektrometrickou bylo provedeno v druhém území *Závody* společně se všemi druhými metodami geo- a biochemickými (*metoda luminiscentně-bituminologická, plynoprospekční, biochemická a mineralisační*).

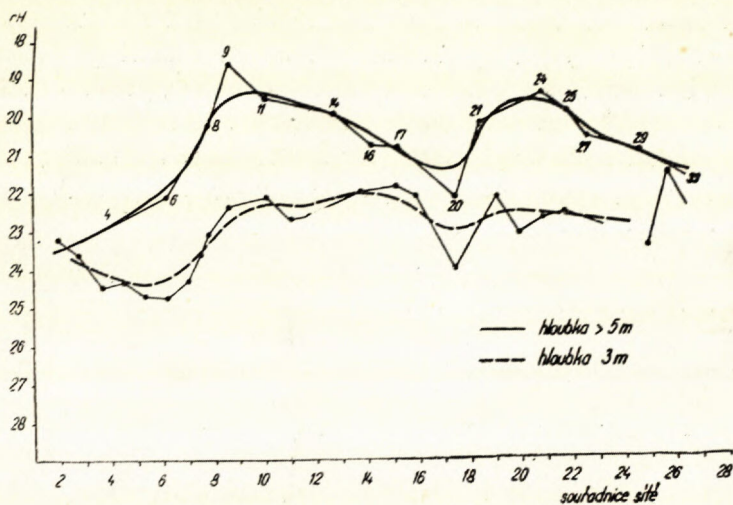
Ve zkoumaném území byla zjištěna strukturním průzkumem výrazná vleková struktura vázaná na Šaštínský zlom. Povrchové vrstvy jsou tvořeny vátými písky mocnými až 12 m.

Vzorky hornin byly odebírány, pokud to bylo možné, až do hloubky 1,5 m ve vrstvě jílu, který je podloží vátým pískům — průměrně v hloubce 8,0 m. Odebírání vzorků hornin, uchování v zaparafinovaných krabičkách a zpracování v laboratoři probíhalo obvyklým způsobem. Výsledky analys byly znázorněny do grafů průběhu ORP v jednotlivých vrtech a liniích, a vzájemně zinterpolovány.

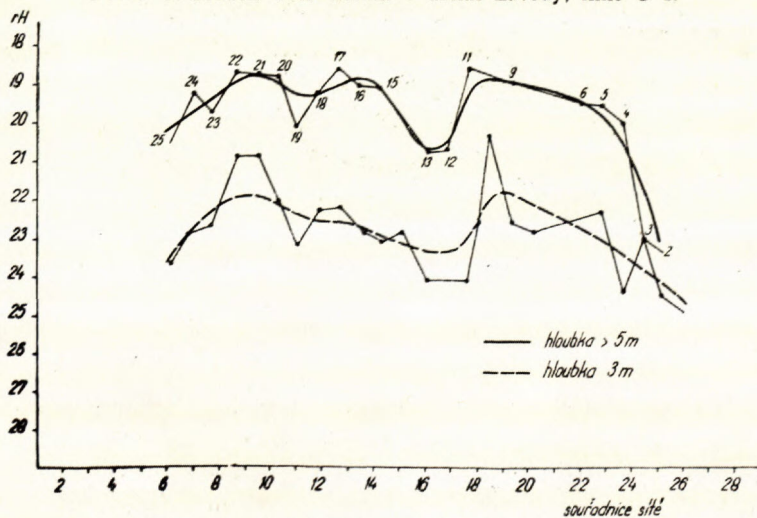
Interpolační roviny byly ve zpracovaném území rozděleny do dvou hloubek:

1. vrstvy povrchové 1—3 m;
2. vrstvy podpovrchové více než 5 m.

Podle hodnot rH jednotek byly voleny hranice zón 23,0, 22,0, 21,0, 20,0.



Graf 3: Průběh ORP hornin v území Závody, linie G I.



Graf 4: Průběh ORP hornin v území Závody, linie I.

Grafitické znázornění průběhu ORP hornin ve dvou liniích G I a J je znázorněno v grafech 3 a 4. Anomalie ORP ve zkoumaném území jsou patrné na mapkách 4 a 5.

Hrubé tvary anomálie vrstev podpovrchových i jejich umístění v síti vrtů jsou také u všech ostatních použitých prospekčních metod shodné.⁶⁶⁻⁶⁹

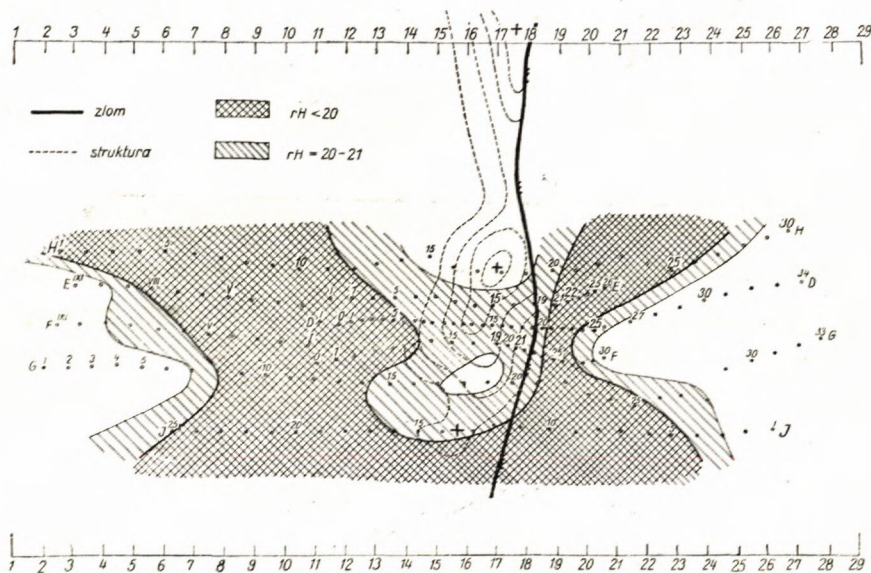
Při posuzování výsledků sledování ORP hornin v podpovrchových vrstvách na území *Měnín* a *Závody* docházíme k těmto poznatkům:

Horniny podpovrchových vrstev jsou v obou zkoumaných územích zredukovány v okolí elevačních oblastí uložených vrstev.

Anomalie redukčních vlastností hornin se zhruba kryjí s anomáliemi vysoké bituminosnosti hornin. Zvýšená bituminosnost hornin v okolí elevačních oblastí však nemusí být vázána na přítomnost naftových nebo plynových ložisek průmyslového významu v hlubinách, jak je rozebíráno v jiné práci⁷⁴.

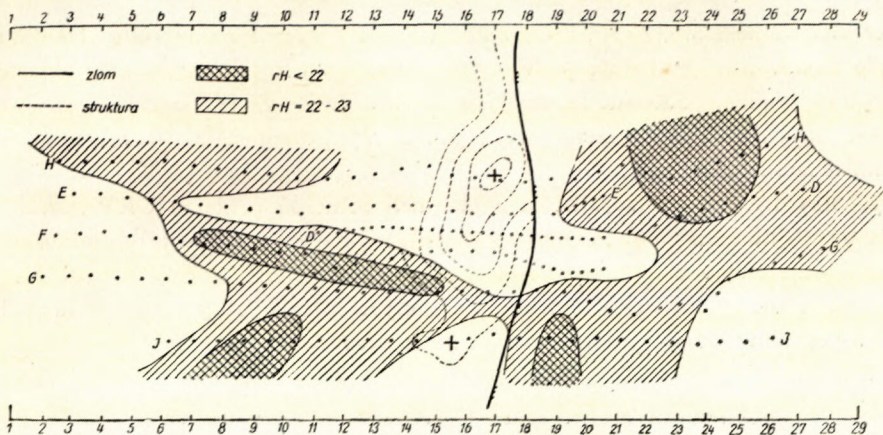
Redukční schopnost prostředí dosahuje v místech maxima velké aktivity.

Pro posuzování prostorových anomálií ORP v podpovrchových vrstvách je nutno brát v úvahu porositu hornin.



Mapka 4: Anomalie ORP hornin v území Závody, v hloubce více než 5 m.

Hloubka odběrů vzorků hornin se řídí dle povahy zkoumaného území a dle vlastností hornin. Je žádoucí v těchto územích, aby vzorky hornin byly odebírány z hloubky 2 m souvrství jílovitého charakteru, nejméně však 4 m od povrchu zemského. Z území, krytých písčitými vrstvami hornin velké porosity, je nutno odebírat vzorky hornin ještě z větších hloubek (10–15 m).



Mapka 5: Anomalie ORP hornin v hloubce 1 až 3 m v území Závody.

K analysám se odebírají vzorky hornin ve vzdálenosti 1 m v průběhu celého vrtu. Charakter vzorků horniny vrstev nadložních a hloubka vzorků jsou důležité pro posouzení průběhu ORP ve vrtu, v profilech a v celém území.

Oxydačně-redukční pochody probíhající ve vrstvách podpovrchových indikuje velmi citlivě red-ox systém železa. Výsledky prokazují přímou spojitost ORP vlastností hornin s jejich bituminosností. Prudké kolísání ORP hornin na rozhraní zóny oxydační a redukční a zjištění extrémně vysoké hodnoty ORP v těchto místech je nutno přičítat shlukům solí Fe^{++} , které přechodem z redukční zóny do oxydační (migrací) podléhají oxydaci. Přechodem dvojmocného železa na trojmocné stávají se méně rozpustnými. V četných případech vedou tyto procesy až k vytváření rudných ložisek.

Vytváření anomálií ORP je ovlivňováno týmiž zákonitostmi jako u ostatních metod geo- a biochemických používaných v naftoprospekčních pracích. Význam metody ORP je tedy pro tyto práce stejný, metoda je vhodná pro použití při komplexním zpracování zkoumaných území.

Část III.

Sledování oxydačně-redukčních vlastností hornin v mělkých vrtech do hloubky 200 m

Vypracovaná metoda stanovení oxydačně-redukčních vlastností hornin v kyselínových výluzích umožnila snadné zpracování velkého počtu vzorků, takže bylo možno sledovat změny ORP hornin v mělkých vrtech, dosahujících hloubky 200 m. Aplikace v analýze strukturálních vrtů byla provedena v dosti rozsáhlém měřítku, poněvadž potřebné vztahy pro hodnocení výsledků bylo možno zjišťovat

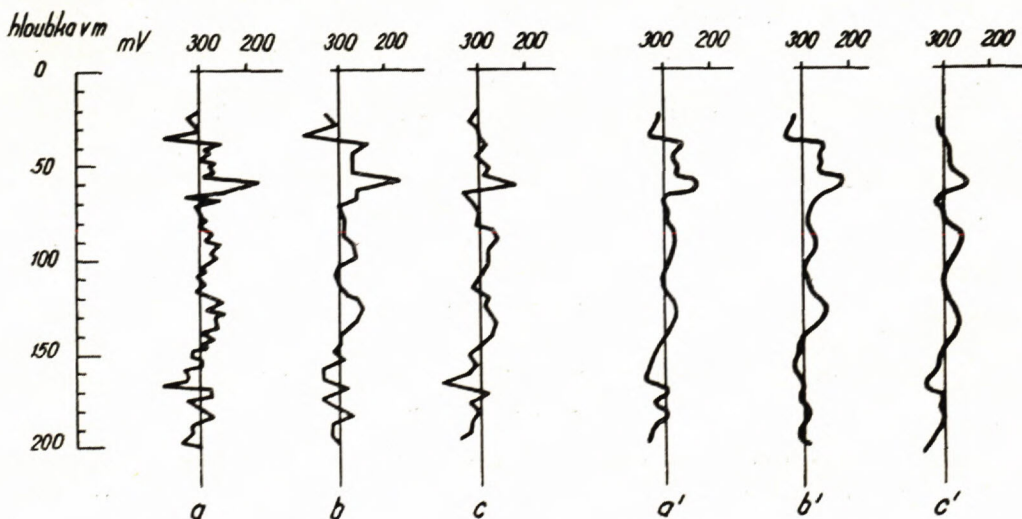
pouze více méně statistickým zpracováním spousty různého materiálu. Úkol totiž nebylo možno řešit jednoduše podrobným průzkumem v jedné nebo více oblastech geologicky předem podrobně známých, poněvadž odběr vzorků hornin a situování analyzovaných vrtů bylo řízeno pouze požadavky geologického strukturálního průzkumu neznámých oblastí.

Výsledky lze shrnout do zjištění základních principů průběhu ORP hornin ve zkoumaných hloubkách v souvislosti s jejich geologickou stavbou a bituminosností. Otázka vzájemného vztahu oxydačně-redukčních vlastností hornin a průběhu jejich změn s přítomností ekonomicky významných ložisek nafty nebo plynů mohla být pochopitelně řešena jen okrajově, i když provedené práce byly rozsáhlé.

Odebírání vzorků jader z mělkých strukturálních vrtů

Vzorky hornin strukturálních vrtů jsou odebírány pro geologické zpracování průběžně pomocí obráceného toku výplachu. Pro zjištění nejvhodnějšího intervalu odběru vzorků jader pro zpracování metodou ORP byly k analysám vybírány celistvé kousky jader ve vzdálenosti 2,5 m v průběhu celého vrtu. Vzorky ve váze asi 50 g byly zbaveny výplachu omytím v čisté vodě a ihned upěchovány v bakelitové krabici s označením vrtu a hloubky odběru. Plynulost zásobování souprav vzorkovnicemi i analytických prací v laboratoři byla řešená pravidelným svozem vzorků jednou týdně.

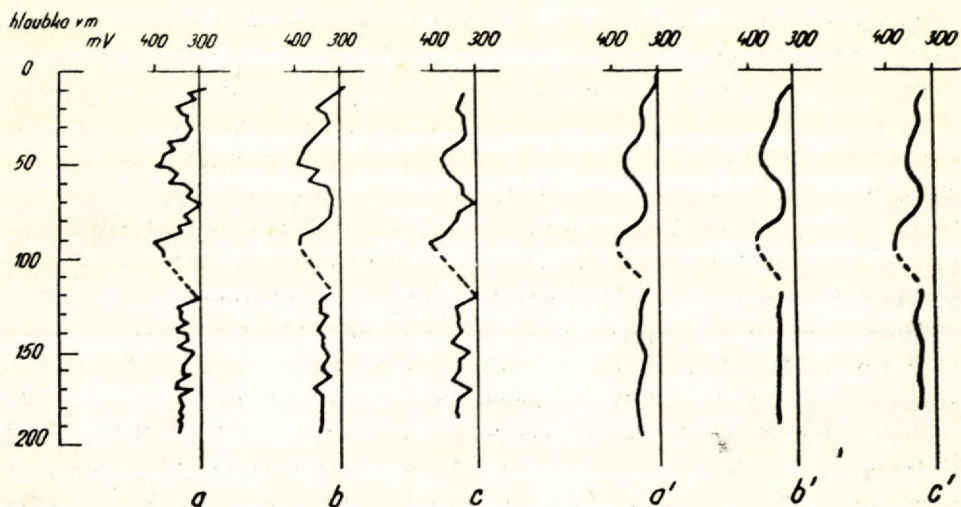
Interval odběru vzorků jader je důležitý pro sledování změn ORP v jednotlivých vrtech především z ekonomického hlediska. Karotáž ORP vrtů nemůže být pochopitelně plynulá, poněvadž kapacita laboratorních prací musí stačit rychlosti zpracování vzorků všem kolektivům, které ve sledovaných územích provádějí vrtní práce. Interval odběru vzorků musí být však menší než interval změn ORP hornin.



Graf 5: Průběh ORP hornin ve vrtu Cf 532 — Lakšarská Nová Ves. Studie intervalů odběru vzorků hornin.

Po zpracování byly naměřené hodnoty potenciálů platinové elektrody proti nasycené kalomelové elektrodě nanášeny do grafických znázornění přímo bez přepočítání na jednotky rH.

Průběh křivek ORP, vzniklých interpolací naměřených hodnot v jednotlivých vzorcích, srovnaných dle hloubek odběru, byl zjištěn jednak v intervalech odbírání, to je po 2,5 m, jednak v intervalu větším — 5 m. Srovnání křivek na grafech 5 a 6 ukazuje, že zjištění průběhu ORP hornin je shodné ve všech grafických záznamech. Význačné změny ORP jednotlivých souvrství, které lze využít pro jejich vzájemnou korelaci v síti vrtů, probíhají v rozsahu až několika desítek metrů a jsou intervalem 5 m ještě dostatečně zachyceny.



Graf 6: Průběh ORP hornin ve vrtu Cf 351 — Láčšarská Nová Ves. Studie intervalů odběru vzorků hornin.

Pro korelaci jednotlivých vrstev hornin jsou však důležité také variace, které probíhají v intervalech menších a bude správnější a průkaznější, když vzorky hornin budou odebírány v intervalech 2,5 m, i když k účelům strukturního hodnocení touto metodou slouží průběh ORP celého vrtu, nikoliv jednoho nebo dvou vřdčích horizontů.

Hodnocení výsledků analy s strukturních vrtů

Plošné a prostorové znázornění anomálií ORP ve zpracovaných územích.

Průběh ORP hornin v jednotlivých vrtech je posuzován dle těchto kriterií:

1. dle celkové polohy křivky ORP ve stupnici red-ox systému železa;
2. dle hloubky, ve které bylo dosaženo hodnot potenciálů přechodového cha-

rakteru mezi oxidačním a redukčním prostředím, to je hodnot mezi 400 a 300 mV (pH = 0);

3. dle hloubky poklesu hodnot na 300 mV, odpovídající prakticky úplné redukcí systému železa;

4. dle sklonu křivky se vzrůstající hloubkou k prostředí oxidačnímu nebo redukčnímu.

Dle těchto kritérií byly vrty rozříděny do tří skupin:

- I. stupně — oxidační charakter hornin (více než 400 mV);
- II. stupně — charakter přechodový (400—300 mV);
- III. stupně — charakter redukční (méně než 300 mV);

Dominantní vliv na zařazení do jednotlivých kategorií mají hodnoty ORP hornin hlouběji uložených.

Sledování ORP hornin ve strukturních vrtech bylo provedeno v letech 1954 a 1955 v některých pracech strukturního průzkumu Čs. naftových dolů n. p. ve vnitroalpské pánvi v šesti navzájem blízkých terénech, doplněných třemi menšími územními celky v prostoru zhruba Gbely — Kuklov — Hasprunka — Plav. Sv. Petr — Unín — Gbely. Jednotlivé terény nevytváří sice souvislý obraz o oxidačně-redukčních zónách této oblasti, poskytují však dostatečně bohatý materiál pro posouzení vztahu ORP hornin k jejich geologické stavbě i k bituminositě.

Bituminosit a naftonosnost hornin celého území je částečně známa ze starších nebo nověji odkrytých naftových ložisek v severní části zkoumané oblasti; byla zjišťována hlubinnou sondáží zkoumaných struktur ve střední části území i dle bituminosit hornin, sledované výzkumně společně s metodou ORP ve třech terénech strukturními vrtbami^{70, 71}, v jednom terénu samostatně⁷², a povrchovými prospekčními pracemi metodou luminiscenčně-bituminologickou a ORP v předcházejících letech (1953 a 1954)^{73, 70, 65}.

Ve všech pracech byla zjištěna přímá spojitost redukčního prostředí hornin s jejich vyšší bituminosití naftového charakteru. Bitumeny pevné (hnědé uhlí, lignit), jejichž proplástky i mocnější sloje byly četnými vrty zasaženy i v jiných oblastech, zkoumaných také metodou ORP, nijak neovlivňovaly jejich oxidačně-redukční vlastnosti. (Ve spojitosti s tímto zjištěním je nutno jen opatrně posuzovat oxidačně-redukční vlastnost hornin dle jejich barevného vzhledu.) V souhlase se základními principy migrace uhlovodíků horninami je ve všech elevačních částech zkoumaných území vyhraněna redukční zóna, provázející zvýšenou bituminosit hornin. Oxidační zóny jsou vázány na depresivní části.

Význam zón s vyšší bituminosití a redukčního prostředí pro posuzování naftonosnosti zkoumaného území a odkrytých i známých struktur, není zvýšen ani tímto mělkým průzkumem v hloubkách 200 m. Kladné anomálie byly nalezeny také nad strukturami, které se hlubinným průzkumem ukázaly jako naftosterilní. Nedostatký geochemických prospekčních metod nelze přisuzovat pouze

rušivým vlivům prostředí povrchových vrstev, nýbrž také nedostatečností dosud používaných představ o migraci uhlovodíků horninami ve smyslu jejich efuse a difuze z ložisek živců do vrstev povrchových a do atmosféry (srv. ⁷⁴).

Strukturní interpretace výsledků

Kyselinové výluhy hornin dávají obraz o oxidačně-redukčních vlastnostech hornin na základě poměru $Fe^{+++} : Fe^{++}$. Poměr obou oxidačních stupňů železa v jejich minerálních asociacích v horninách je citlivým indikátorem oxidačně-redukčních prostředí působících od dob jejich vzniku. Svou úlohu hrálo prostředí v němž k sedimentaci došlo, i změny probíhající po pohřbení dalšími vrstvami sedimentů. Tyto změny jsou závislé také na množství spoluukládaného materiálu.

Změny ORP, které jsou spojeny s migrací uhlovodíků, působí i na redox systém minerálních látek vytvořený dříve v horninách. Jestliže má redox systém vznikajícího prostředí nižší hodnotu, než kterému odpovídá potenciál systému železa přítomného v horninách, dochází k postupné redukci těchto minerálů. Nově utvořený poměr $Fe^{+++} : Fe^{++}$ je v našich pracech mírou ORP hornin a zahrnuje tedy v sobě již proběhnuté změny. Rozbory strukturních vrtů byla zjištěna skutečnost, že tyto změny neprobíhají v horninách postupně od vrstvy k vrstvě (až po úplné redukci všech minerálních látek jedné vrstvy), nýbrž že redukční prostředí provázející migrující uhlovodíky působí na celou masu hornin současně. Jednotlivá souvrství různých primárních oxidačně-redukčních vlastností jsou redukována nezávisle na sousedních souvrstvích, takže během redukce zůstává vzájemný dřívější poměr těchto potenciálů patrný, a křivka ORP vrtů zůstává tvarově zachována. V grafickém znázornění průběhu jsou změny oxidačně-redukčních prostředí zaznamenány horizontálním posunem křivky, uložení sledovaného souvrství posunem vertikálním. Křivky sousedních vrtů mají přibližně stejný tvar. Souhlasné body křivek, nebo několik bodů po sobě následujících, mají také souhlasné hodnoty oxidačně-redukčních potenciálů. Sledování plynulých změn ORP jednoho a téhož souvrství v určitém území je podmíněno dostatečnou hustotou sítě strukturních vrtů.

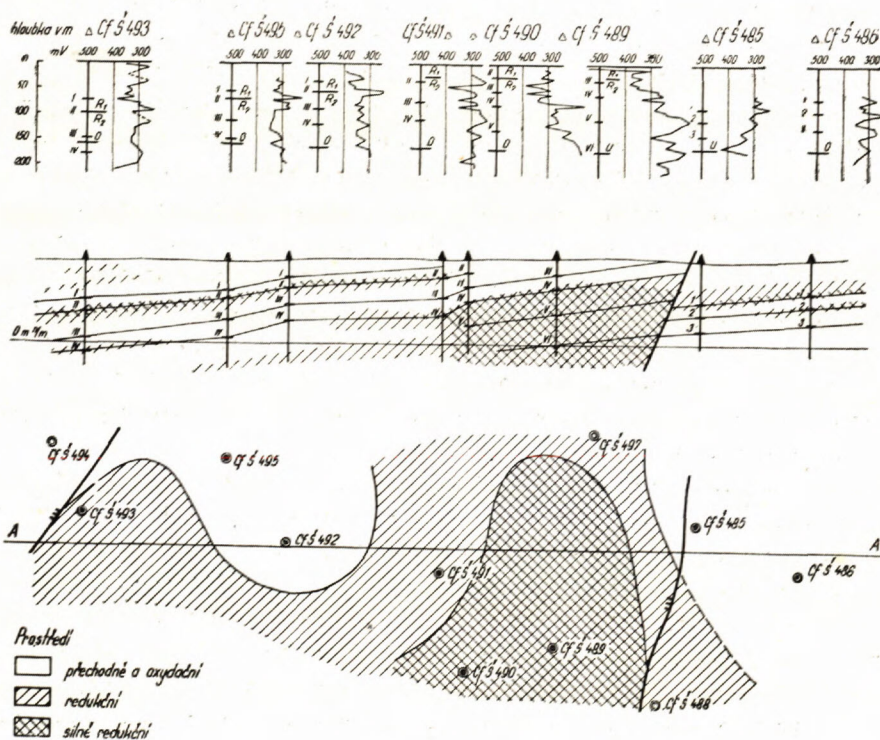
Srovnání s geologickým zpracováním vrtů a jejich strukturním vyhodnocením vedlo k potvrzení tohoto zjištění: Prostorový záznam charakteristických hloubek sledovaných hodnot dává obraz o hloubkovém uložení sledované vrstvy, nebo souvrství stejně jako geologické zpracování vrtů.

Je pochopitelné, že hodnoty ORP sledované vrstvy podléhají v rámci území změnám, které souvisí bezprostředně s lokálně působícími vlivy jednak již při samotné sedimentaci hornin, jednak sekundárně při všech následujících procesech geochemických. Srovnáním vrtů do linií a profilů protínajících zpracované území je posloupnost těchto změn dobře sledovatelná, pokud je síť vrtů dostatečně hustá. Sledování změn těchto vúdčích horizontů v celém území je poněkud usnadněno

možností vzájemného srovnávání a doplňování hodnot ORP vrstev nadložních a podložních.

Jako příklad sledování ORP hornin analysou jader mělkých vrtů strukturálního průzkumu je uveden průběh změn oxydačně-redukčních vlastností hornin v linii strukturálních vrtů jižně od obce Kuklov, vedené směrem Z—V. Příklad charakterisuje poměry ve vnitroalpské pánvi.

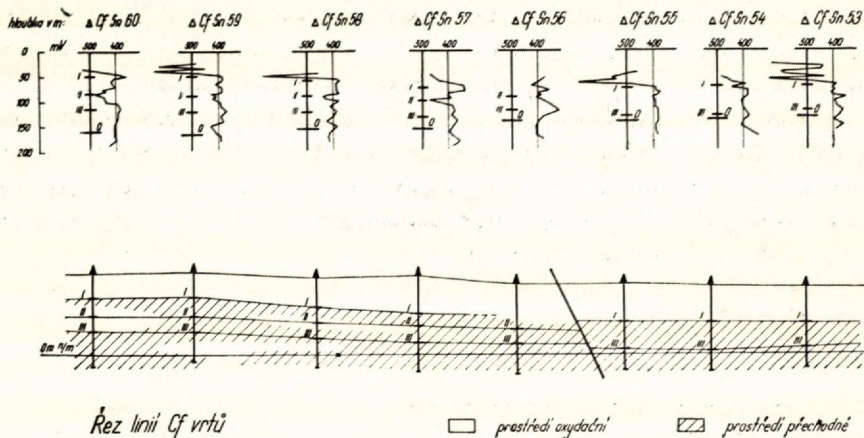
V průběhu ORP hornin sledovaných vrtů je patrna shodná posloupnost několika význačných změn. V jednotlivých vrtech jsou jednotlivé volené vůdčí horizonty vertikálně posunuty ve shodě s uložením vrstev, zjištěným obvyklou interpretací geologickou [Jelínek F. (1954), Kocák (1956)]. Rozhraní středního a spodního pannonu se vyznačuje ve vrtech Cf Š 493, 495, 492 a 491 velmi silným redukčním prostředím, odpovídajícím svou hodnotou již systému sirovodíku (II vůdčí horizont). S blízkostí povrchu zemského intenzita redukčního prostředí pochopitelně slábne. Malá diference mezi geologickým hodnocením a strukturální interpretací ORP rozhraní spodního a středního pannonu je ve vrtech Cf Š 491 a 489, ve kterých uložení tohoto horizontu je poněkud vyšší



Obr. 2: Průběh ORP hornin v oblasti vnitroalpské pánve v území Kuklov do hloubky 200 m. Řez územím proložený v síti vrtů Cf. Strukturální i plošná interpretace křivek ORP.

(v grafickém znázornění je diference patrna z označení II. horizontu a příslušným záznamem rozhraní z geologické interpretace — $\frac{R_1}{R_2}$). Elevační oblast vrstev nalezené kry, omezené na východě zlomem, který ve zkoumaném území probíhá ve směru SV—JV, je provázena silným redukčním prostředím, indikujícím zvýšenou bituminosnost hornin. Těsnost zlomu vůči migrujícím uhlovodíkům horninami je indikována přechodovým a oxydačním prostředím v horninách na druhé straně zlomu v těsném sousedství zóny redukční.

Druhý příklad — obr. 3 — charakterisuje ORP hornin do hloubky 200 m v oblasti Malé dunajské nížiny. Linie Cf vrtů byla vybrána v terénu Senec, z celé sítě vrtů, v tomto území zpracovaných. Neogenní sedimenty pestré série vrchnopannonské jsou zde uloženy pod mocnými uloženinami kvarterních písků a štěrků, oxydačního charakteru. Přechod kvarterních sedimentů do neogenních se v celém území projevuje přechodem z prostředí oxydačního do prostředí přechodového typu (I. vůdčí horizont). Další vůdčí horizonty odpovídají charakteristickým změnám ORP hornin a dají se sledovat v průběhu celé linie.



Obr. 3: Průběh ORP hornin do hloubky 200 m v oblasti Malé dunajské nížiny, území Senec. Řez územím proložen linií vrtů Cf. Strukturální interpretace.

Uložení vrstev hornin i označení zlomů je ve shodě s geologickou interpretací strukturálního průzkumu (Jelínek F. 1954).

Souhrn

Byl prokázán rozhodující význam red-ox systému železa jako citlivého indikátoru přítomnosti bituminosních látek v horninách a na jeho základě vypracována metodika stanovení oxydačně-redukčních potenciálů hornin (ORP) v kyselino-

vých výluzích. Metodika je velmi rychlá a jednoduchá. Je vhodná pro velké série analys vzorků hornin.

Změny poměru dvojmocného a trojmocného železa byly zkoumány v horninách podpovrchových vrstev až do hloubky 12 m. Vzorky hornin byly zpracovány současně metodou *luminiscentně bituminologickou, plynoprospekční, biochemickou a mineralizační*.

Byly zjištěny zásady pro odběr vzorků hornin při sledování vlastností vrstev podpovrchových i pro hodnocení výsledků analys.

Vytváření anomalií ORP je ovlivněno týmiž zákonitostmi jako ostatní metody geo- a biochemické používané v průzkumu naftových a plynových ložisek.

Rychlý a snadný postup stanovení oxydačně-redukčních vlastností hornin v kyselinových výluzích umožnil zpracování velkého počtu jader strukturních vrtů, odebíraných v intervalu 5 m. Výsledky byly zpracovány do plošných anomalií v rovinách proložených horninami až do hloubky 200 m. Získaný prostorový obraz o oxydačně-redukčních vlastnostech hornin byl srovnáván s bituminosností hornin a jejich geologickou stavbou. Ve všech pracech byla zjištěna přímá spojitost redukčního prostředí s vyšší bituminosností naftového charakteru. V souladě se základními principy migrace uhlovodíků horninami je ve všech elevačních částech zkoumaných území vyhraněna redukční zóna, provázející zvýšenou bituminosnost hornin. Oxydační zóny jsou vázány na části depresní.

Oxydačně-redukční vlastnosti hornin, sledované v jednotlivých vrtech, mohou být využity pro korelaci souvrství, poněvadž sekundární změny ORP hornin, které provází migrující bitumeny, probíhají současně ve všech vrstvách zasažených migrací, takže poměrné hodnoty ORP sousedních vrstev jsou zachovány až do prakticky úplné redukce systému železa.

SEZNAM LITERATURY

- [1] Ščerbin a V. V.: Doklady AN SSSR 1949 Tom 67, č. 3, 507. — [2] Michaelis L.: „Oxydations — Reduktions — Potentiale“, Berlin 1929. — [3] Voiret E. Co., Froquet L.: Chimie a industrie, 64, č. 4 (1950). — [4] Gillespie L. J.: Soil Sci. 9, 199 (1920). — [5] Remesov N. P.: Z. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenk. 15 A, 34 (1930). — [6] Herzner R. A.: Z. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenk. 18 A, 249 (1930). — [7] Vlew F., Meyer L.: Arch. Phys. Biol. 9, 284 (1932). — [8] Batjer L. P.: Amer. Soc. Hort. Sci. Proc. 30, 98 (1934). — [9] Kononova M. M.: Pedology 27, 365 (1932). — [10] Brown L. A.: Soil Sci. 37, 65 (1934). — [11] Willis L. G.: North Carolina Agr. Exp. Sta. Bull 47, 1, (1934). — [12] Tuttle C. D., Hudleson I. F.: J. Infections Diseases 54, 259 (1934). — [13] Heintze S. G.: J. Agr. Sci. 24, 28 (1934). — [14] Smolík L.: Věstník ČAZ 152, 1934 a 272, 1935. — [15] Heintze G. I.: Soil Research 4, 351 (1935). — [16] Wartenburg V. H.: Z. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenk. 37, 149 (1935). — [17] Trask F. D., Hammer H. E.: Drilling and Production Practice 1935, 250. — [18] Kusnetzov S. I.: Proc. Kossino Limnol. Sta. 20, 55 (1935). — [19] ZoBell C. E.: Nat. Research Council Bull 98, 223 (1935). — [20] ZoBell C. E.: Assoc.

d'Oceanographic Physique, 1936, 57—58, Edinburgh. — [21] Sturgis M. B.: Louisiana Agr. Exp. Stat. Bull. 271, 1 (1936). — [22] Burrows W., Cordon T. C.: Soil Sci. 42, 1 (1936). — [23] Shibuga K., Saeki H., Ryu K.: J. Agr. Chem. Soc. Japan 12, 1141 (1936). — [24] Darnell M. C., Eismenger W. S.: J. Agr. Research 53, 73 (1936). — [25] Brujevicz S. W.: Verhandl. d. Internat. Vereinigung f. Teor. u. Angev. Limnologie 8, 35 (1937). — [26] Mc George W. T.: J. Assoc. Official Agri. Chem 21, 246 (1938). — [27] Puri A. N., Asghar A. G.: Soil Sci. 46, 249 (1938). — [28] Stephenson R. E., Schuster C. E., Spulnik J.: J. Am. Soc. Agron. 30, 91 (1938). — [29] Brujewitz S. W.: DAN SSSR, 19, 637 (1938). — [30] Buehrer P. F., Martin W. P., Parks R. Q.: J. Am. Soc. Agron. 31, 903 (1939). — [31] Plarsall W. H., Mortimer C. H.: J. Ecol. 27, 483 (1939). — [32] Volk N. J.: J. Am. Soc. Agron. 31, 344 (1939 a). — [33] Volk N. J.: J. Am. Soc. Agron. 31, 577 (1939 b). — [34] Ščerbina V. V.: DAN SSSR 22, 503 (1939). — [35] Huberty M. R., Haas A. R. C.: Soil Sci. 49, 455 (1940). — [36] Keaton C. M., Kardos L. T.: Soil Sci. 50, 189 (1940). — [37] Dickey P. A.: Am. Inst. Mining Mat. Engrs. Tech. Pub. 1625, 1 (1943). — [38] Chapmann C. A., Schweitzer C. K.: Journal of Geology 55, 43 (1947). — [39] Kryjukov P. A.: Gidrochem. materialy 14, 161 (1948). — [40] Gleen H.: Nature 166, 871 (1950). — [41] Blumer M.: Helv. Chem. Acta 33, 1568 (1950). — [42] Gantimurov I. T.: Kolloid. J. 12, 94 (1951). — [43] Geller J. A.: DAN SSSR 89, 565 (1953). — [44] Garrels R.: Geochim and Cosmochin. Acta 5, 4 153 (1954). — [45] ZoBell C. E.: Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull. 30, 477 (1946). — [46] Mason B.: „Oxydation and Reduktion in Geochemistry”, Indiana Univ. Bloomington Ind. January 23. 1948. — [47] Krumbein W. C., Garrels R. M.: The Journal of Geology 60, Nr. 1, 1 (1952). — [48] Allgeir R. J., Hafford B. C., Juday C.: Wisconsin Acad. Sci. Trans. 33, 115 (1941). — [49] Hutchinson G. E., Deewey E. S., Wollack A.: Nat. Ac. Sci. Proc., 25, 87 (1939). — [50] Levenson E. V.: „Problemy grjazevovo vulkanisma i geochimičeskaja bituminologia” A. N. SSSR 1939. — [51] Vajnbaum C. J.: Polevaja i promyslovaja geochimia, Sv. 1, Gostoptechizdat 1953. — [52] Karcev A. A., Tabasaranskij Z. A., Subbota M. I., Mogilevskij: Geochimičeskie metody poiskov i razvėdki nėftjanych i gazovych mestoroždėnij”, Gostoptechizdat 1954. — [53] Turkeltaub N. M., Subbota M. I.: Geochimičeskie metody poiskov nėfty i gaza. Gostoptechizdat M. L. 1954. — [54] Serdobolskij I.: Nov. nėft. techn. geol. izdat CIMT nėfti 1948 Okislitelno — vostonovitelnyj potencijal počv i gruntov. — [55] Itkina E. S.: Trudy Inst. nėfti AN SSSR Tom 2, 84 (1952). — [56] Slavin P. L.: Naučno-issled. Inst. geofys. i geochim. metodov rozvėdki, 2, 103 (1954). — [57] Kalinin N. A.: Nėft. choz. 7, 55 (1955). — [58] Jasenev B. P., Turlektaub N. M., Subbota M. I.: Nėft. choz. 3, 23 (1954). — [59] Bradfield R., Batjer L. P., Oskamp J.: Cornell Univ. Agr. Exp. Sta. Bull. 592 (1934). — [60] Peech M., Batjer L. P.: Cornell Univ. Agr. Exp. Sta. Bull. 625 (1934). — [61] Smythe C. V.: Journ. biol. chem. 90, 251, (1931). — [62] Willis L. G.: Journ. Agr. Research 45, 571, (1932). — [63] Kohnke H. E.: „Some of the Factors Affecting the Oxidation-reduktion Potential of the Soil.” Dissert. for degree of Ph. Dr. Ohio State Univ. (1934). — [64] Dostálek M.: Československá biologie 2, 6, 341 (1953). — [65] Šmeral J.: Závěrečná zpráva VÚN Brno, 1953, Archiv VÚN Brno č. Sch. 69. — [66] Šmeral J.: Práce VÚN Brno, publ. č. 6, 76 (1955). — [67] Skácel J.: Závěrečná zpráva VÚN Brno 1953, archiv VÚN Brno č. Sch. 87. — [68] Rašín D.: Závěrečná zpráva VÚN Brno, Archiv VÚN Brno č. Sch. 70. — [69] Dostálek M.: Závěrečná zpráva VÚN Brno. Archiv VÚN č. Sch. 76. — [70] Šmeral J.: Závěrečná zpráva VÚN úkol č. 3/54 (1954). — [71] Šmeral J.: Závěrečná zpráva VÚN. úkol č. 5. 5503/II. (1955). — [72] Rašín D., Šmeral J.: Závěrečná zpráva VÚN Brno, úkol č. 5-5503/II 1956. — [73] Juránek J.: Závěrečná zpráva VÚN Brno úkol č. 5/54 (1954). — [74] Juránek J.: Chemie der Erde 1958, XIX. roč. —

BEDEUTUNG DER REDOX-EIGENSCHAFTEN DER GESTEINE
FÜR DIE ERDÖLPROSPEKTION

In der vorgelegten Arbeit verfolgt der Autor die Redox-Eigenschaften der Gesteine durch die Feststellung des Verhältnisses $Fe^{++}:Fe^{+++}$; weiter befasst er sich mit der elektrometrischen Feststellung des Redox-Potentials der Gesteine. Gleichzeitig vergleicht er die verschiedenen Methoden zur Feststellung des Redox-Potentials der Gesteine in deren Wasser- und Säureauslaugungen. Zum Schluss bietet er die Auswertung der Analysen von Strukturbohrungen und die Interpretation der Ergebnisse dar.

Es wurde die entscheidende Bedeutung des Redox-Systems des Eisens, als eines empfindlichen Indikators bituminöser Stoffe in den Gesteinen festgestellt und auf Grund dessen wurde die Methodik der Messung der Redox-Potentiale (ROP) der Gesteine in den Säureauslaugungen ausgearbeitet. Die Methodik ist sehr schnell und einfach. Sie ist für grosse Analysenserien von Gesteinsproben zweckmässig.

Die Veränderungen des Verhältnisses des zwei- und dreiwertigen Eisens wurden in den Gesteinen der oberflächennahen Schichten bis in die Tiefe von 12 m untersucht. Die Gesteinsproben wurden gleichzeitig unter Benützung der luminiszent-bituminologischen und biochemischen Methode, Methode der Gasprospektion und Mineralisation verarbeitet.

Es wurden die Grundsätze für die Gesteinsprobenentnahme bei der Verfolgung der Eigenschaften von oberflächennahen Schichten und für die Auswertung der Analysenresultate festgestellt.

Die Bildung der ROP-Anomalien wird durch dieselben Gesetzmässigkeiten beeinflusst, wie bei den übrigen geo- und biochemischen Methoden, die bei der Aufsuchung der Erdöl- und Gaslagerstätten benützt werden.

Das schnelle und leichte Verfahren der Feststellung der Redox-Eigenschaften der Gesteine in den Säureauslaugungen hat die Verarbeitung einer grossen Zahl von im Intervall von 5 m entnommenen Strukturbohrkernen ermöglicht. Die Ergebnisse wurden als Flächenanomalien in Ebenen bis in die Tiefe von 200 m verarbeitet. Das erworbene Raumbild über die Redox-Eigenschaften der Gesteine wurde mit der Bituminosität der Gesteine und mit ihrem geologischen Bau verglichen. In allen Arbeiten wurde ein direkter Zusammenhang des Reduktionsmilieus mit einer höheren Bituminosität von Erdölcharakter festgestellt. Im Einklange mit den Grundprinzipien der Migration der Kohlenwasserstoffe innerhalb der Gesteine ist in allen Elevationsteilen der untersuchten Gebiete eine Reduktionszone ausgeprägt, die eine erhöhte Bituminosität der Gesteine begleitet. Die Oxydationszonen sind an Depressionsteile gebunden.

Die in den einzelnen Bohrungen verfolgten Redox-Eigenschaften der Gesteine können zur Korrelation der Schichten ausgenützt werden, da die sekundären Veränderungen der ROP der Gesteine, die die migrierenden Bitumina begleiten, gleichzeitig in allen durch die Migration betroffenen Schichten verlaufen, so dass die aliquoten Werte der ROP der Nachbarschichten praktisch bis zur vollständigen Reduktion des Fe-Systems erhalten bleiben.

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návára.

MILAN MIŠÍK

NÁVRH NA JEDNOTNÚ KLASIFIKÁCIU A TERMINOLÓGIU ZMIEŠANÝCH KARBONÁTICKÝCH HORNÍN

(Nemecké resumé, tabuľky I—VI v texte)

Od sedimentárno-petrografickej klasifikácie a terminológie žiadame, aby bola logicky stavaná, prehľadná, ľahko zapamätateľná, dost podrobná, aby sa do určitej miery opierala o prirodzené vlastnosti (genézu) a kvalitatívne skoky, aby zjednocovala hľadisko mineralogické, chemické, a pokiaľ možno aj surovinové, počítala s možnosťami súčasných laboratórnych metód, brala do úvahy zaužívané zvyklosti a aby sa nepriečila duchu jazyka.

A) Klasifikácia zmesi

VÁPENEC — ÍL (ilovec)

Za podklad navrhujem klasifikáciu Corrensa (Barth — Correns — Eskola, 1939) ako najviac rozšírenú (Correns — základná učebnica v nemeckej reči; preberá ju Pettijohn, 1948 — základné dielo v anglickej reči; do francúzštiny ju preložil Carozzi, 1952). Navrhujem ju pretlmočiť tak, ako to uvádzam na tabuľke I.

Klasifikácia je dost podrobná, rozhrania ľahko pamätateľné. Pre názvy jednotlivých kategórií volil som stupnicu *slaboslienitý*, *strednoslienitý*, *silnoslienitý vápenec* (resp. íl), lebo doslovný preklad termínov ako *marno* — *calcaire*, resp. anglické *M* — *L* bol by proti duchu jazyka. Pettijohnov preklad okrem toho nevhodne rozširuje kategóriu slieňa na 25—75 % nerozp. zvyšku (rovnaký názor má i Rodgers, 1954).

Z dôvodu prehľadnosti a so súhlasom jazykovedného ústavu SAV navrhujem písať dovedna napr. *silnoslienitý vápenec*, čo by zásadne značilo vápenec so 65 až 75 % CaCO_3 . Pri terénnom, makroskopickom označovaní vystačíme s názvami *slienitý vápenec* a *slienitý íl*, ktoré možno po laboratórnych rozboroch, resp.

porovnávaním so škálou analyzovaných vzoriek z danej oblasti (napr. pri vyhodnocovaní vrtoŧ) ďalej spresniť. Mohlo by sa tiež uvaŧovať o možnosti oddeleného písania termínov *slabo*, *silne* pri terénnych prácach ako termíny voľného pouŧitia.

Klasifikáciu možno rovnako pouŧívať pre spevnené horniny (napr. slienitý ílovec) i pre zmesi aleuritu a vápenca (napr. *slaboslienitý aleurit*, aleuroolit resp. silt, siltovec alebo iný prijatý názov). V tomto prípade pri kategórii slieň treba pouŧiť dodatok *slieň — aleurit*. Pri samotnom názve *slieň* myslí sa automaticky *vápnitý slieň*. Ak je v karbonátovej časti v prevahe dolomit, čo je pomerne zriedkavým zjavoŧ, pišeme *dolomitický slieň* (viď v ďalšom o trojkomponentných zmesiach).

Poznámky k iným porovnaným klasifikáciám (viď tabuľka I.): K o n t a — V a c h t l (1955) navrhujú klasifikáciu podľa P e t t i j o h n a, avšak vynechávajú z nej dve kategórie. Číselné rozhrania sú ŧaŧšie zapamätateľné. Pretoŧe autori uznávajú termín *slieň*, bolo by dôslednejšie miesto *ílovitý vápenec* písať *slienitý vápenec*. Názov *vápnitý slínovec* nemal by mať osobitnú kategóriu (80—65 % CaCO_3), ale mal by byť rezervovaný pre protiklad k *dolomitickému slieňovcu*.

R u c h i n (1955) neodôvodnene posúva kategóriu *slieň* zo stredného pásma na 75—50 % CaCO_3 . Názvy *vápnitý slieň* a *slienitý vápenec* považujú sa za rovnako hodnotné.

Š v e c o v (1948) v zhode s viacerými autormi zavrhuje termín *slieň* ako zbytočný; doporučuje číselné údaje v percentách, napr. *vápenec* (80) *ílovitý* (20). Číselné vyjadrenie % CaCO_3 , resp. nerozpustného zvyšku je zaiste užitočné. Termín *slieň* však považujem za veľmi vŧitý, a preto sa sotva dá od neho upustiť.

S m u l i k o w s k i (1953) prichádza s návrhom, aby *slieň* bol daný tretinovými pomermi zložiek; interval zaokruhuje na 67—33 % CaCO_3 . Je tu však len celkom malá odchýlka od navrhovanej klasifikácie C o r r e n s o v e j (65 až 35 %), ktorá túto zásadu zhruba tiež splňa.

T o k a r s k i (1955) označuje termínom *slieň* trojkomponentnú zmes s pribliŧne rovnakým zastúpením vápenecovej, piesčitej a ílovitej zložky, čo je v rozpore s doterajšími zvyklosťami a mohlo by spôsobiť zbytočné nedorozumenia.

Klasifikáciu T e o d o r o v i c h a (1950) nemoŧno aplikovať na zmesi s dolomitom. Obsahuje niektoré nevhodné názvy ako *izvestkovokarbonatnyj mergeľ* (70 až 90 % CaCO_3).

V návrhu Chemického laboratória ÚÚĠ (Š v a s t a a i., 1956) sú nevŧstiŧne označené kategórie 98—95 % (vápenec chemicky čistý) a 95—90 % (vápenec bez bliŧšieho označenia). Škála obsahuje v dôsledku surovinového zamerania veľmi nerovnomerné intervaly, ktoré sa ŧaŧko zapamätajú, čo platí i o podobnom návrhu A n d r u s o v a (1953).

Klasifikácia M. H a j ó s o v e j (1954) je málo podrobná, práve tak ako i návrh O r l o v a (1945), ktorý okrem toho trpí neurčitou.

		0	5	15	25	35	65	75	85	95	100	% nerozpuštného zvyšku (i/l)
		100	95	85	75	65	33	25	15	5	0	% vápenca
Hydrokarbonat- ger Karbonat	Kalk- mergel	Mergel- kalk	Mergel- kalk	Mergeliger Kalk	Mergel	Mergeliger Ton	Mergelton	Formergel	Hydrokarbonat- iger Ton	BARTH-CORRENS-ESKOLA (1939)		
vysokoprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středně- slaběprocent- ný vápenec	slaběprocent- ný vápenec	slaběprocent- ný vápenec	slieň (slieňovec)	slaběprocent- ný il	slaběprocent- ný il	slaběprocent- ný il	slaběprocent- ný il	MIŠÍK (preklad 1958)		
"Pure" Limestone	Marly Limestone	M-L	Limey Marl	Marl	Clayey Marl	M-C	Marly Clay	Pure Clay	PETTIJOHN (1948)			
calcaire	coque de cal- caire	marneux	calcaire marneux	marne- calcaire	marne	marne argileuse	argilite marneuse	argilite faiblement marneuse	argilite	CAROZZI (1952)		
95	80	65	35	20	5	KONTA+VACHTL (KONTA-1955)						
vápenec	ilovitý vápenec	vápenný slínovec	slínovec	ilovitý slínovec	vápenný ilovitý (vápenná brázd)	ilovitý slínovec	vápenný il	il				
95	75	50	25	5	RUCHIN (1953)							
vápenec	vápenný slieň a slaběprocent- ný vápenec	slieň	ilovitý slieň	vápenný il	il							
izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak	izvestňak			
95	50	5	ŠVECOV (1948)									
vápenec	ilovitý vápenec	vápenný il	il									
98	95	90	75	40	15	5	ŠVASTA A INÍ (1958)					
vysokoprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec	středněprocent- ný vápenec			
90	67	33	10	SMULIKOWSKI (1954)								
vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie	vápenie			
80	50	20	HAJOS (1954)									
Mészkö	Mészmarga	Pagyamarga	Pagyag									
calcaire	marne calcaire	marne argileuse	argile									
90	60	40	10	TOKARSKI (1955)								
Lime	Clayey Limestones	Lime-clay	Limey-clay	Clay								
98	90	75	40	10	ANDRUSOV (1953)							
vysokoprocent- ný vápenec	vápenný slaběprocent- ný vápenec	slieň	ilovitý slieň	vápenný slaběprocent- ný il	il							
vápenec	ilovitý vápenec	slieň	vápenný il	il								
90	75	70	60	25	10	ORLOV (1945)						
biela vápeno	vodné vápeno	románske vápeno	Portlandský cement	tehliarska hlinka	žiaruvzdor- ný il							
Weiss- kalk	Wasser- kalk	Zement- kalk	Portlandzement	Ziegelton	Feuerfest- er Ton	BARTH-CORRENS-ESKOLA (1939)						

Tabulka I.

Skúmané vzorky sa zaraďujú podľa zisteného nerozpustného zvyšku v studenej zriedenej HCl, alebo prepočtom obsahu CaCO_3 (resp. $\text{CaCO}_3 + \text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$) z chemickej analýzy, u menej vápnatých hornín rozborom v Jankovom prístroji a pod.

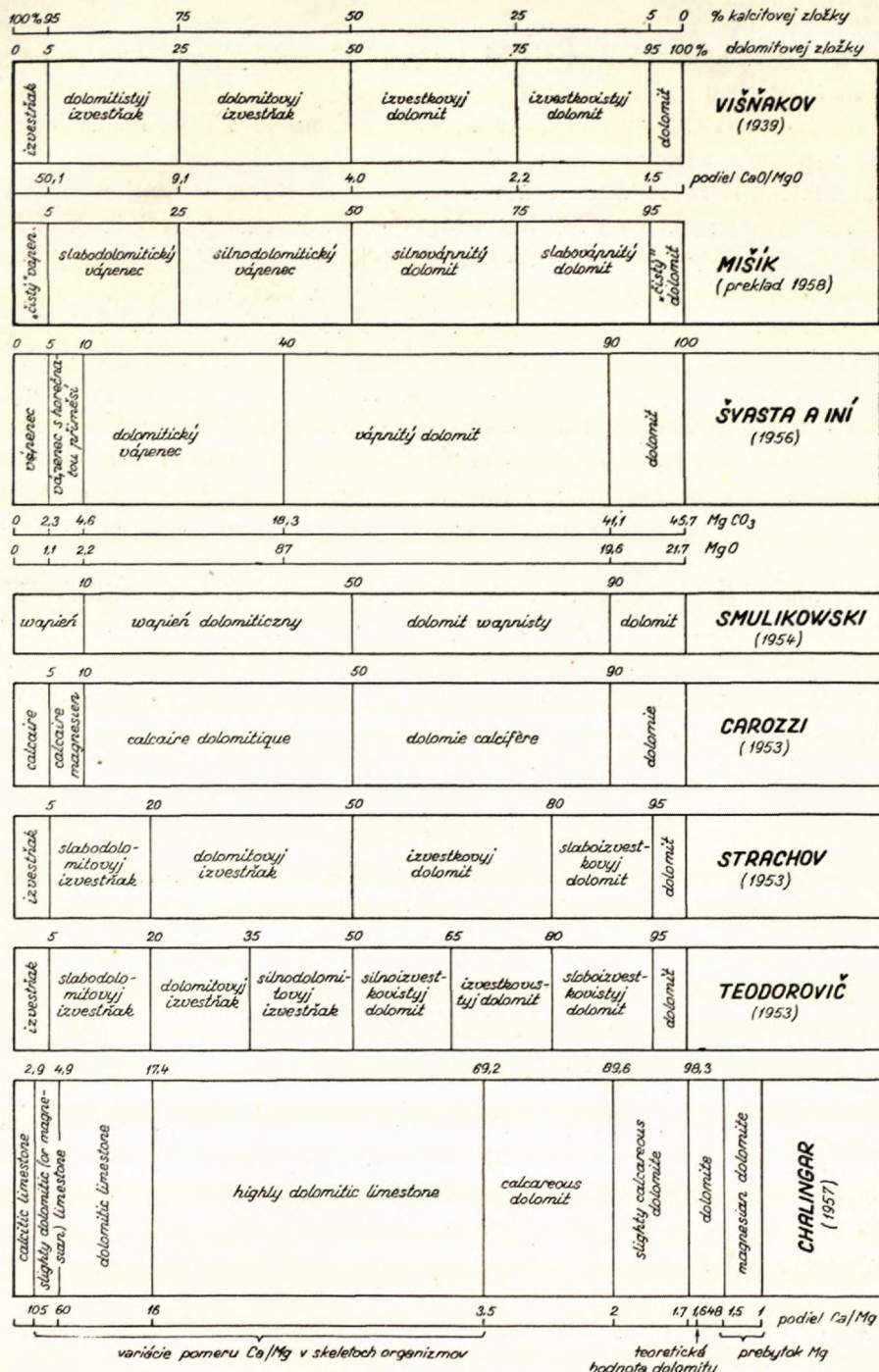
Veľká väčšina klasifikácií nezmieňuje sa o náplni a spôsobe stanovenia zložky ílu v zmesiach (Ruchin, 1955, považuje ho za podiel silikátnych minerálov). Íl obvykle splyva s pojmom *nerozpustný zvyšok*. Treba sa však presvedčiť, či íl tvorí v tom-ktorom prípade dominujúcu zložku nerozpustného zvyšku. Je otázkou, či íl budeme definovať iba podľa zrnitosti alebo aj mineralogicky. Ak prihliadneme k mineralogickej stránke nerozpustného zvyšku (ílovité minerály, klastický kremeň, autigénny kremeň + chalcedón), dostaneme pri dominovaní tej ktorej zložky vápence slienité, piesčité alebo kremité, čo je z genetického i surovinového hľadiska najužitočnejšie. Rozlišovanie slienitých a kremitých (resp. piesčitých) vápencov bolo by evidentné už z chemickej analýzy (napr. ak je pomer $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ menší ako 1 : 4, resp. iná navrhnutá empirická hodnota, ide o *slienité vápence*; ak je väčší, hraje v nerozpustnom zvyšku podstatnú úlohu voľný SiO_2 — *kremité a piesčité vápence*).

Príklad: červený vápenec, dogger — malm, lok. Stoh, Al_2O_3 — 1,96 % SiO_2 — 31,37 % (pomer 1 : 15); ide zrejme o *vápenec kremitý*. Červený hľuznatý vápenec, malm, lok. Jatky, Al_2O_3 — 2,45 % SiO_2 — 7,55 % (pomer 1 : 3); ide zrejme o *vápenec slienitý*. Ak by sme brali do úvahy iba granulometrickú definíciu, stačilo by pre vyjadrenie ílovitého podielu dekantovať nerozpustný zvyšok podľa zvoleného rozhrania (napr. 0,01 mm); pravdepodobne by sa tým však zotrelí genetické rozdiely. V každom prípade je dôležitá kontrola horniny vo výbruse.

B) Klasifikácia zmesi

VÁPENEC — DOLOMIT

Prikláňam sa ku klasifikácii Višňakova (1933), ktorú preberá Ruchin (1953) i ďalší sovietski autori. Škála má vhodné štvrtinové delenie (viď tabuľku II) a vyhovuje zásade, aby sa už prímies nad 5 % uplatnila v názve horniny. Autor udáva hraničné podiely $\text{CaO} : \text{MgO}$ pre zvolené intervaly, čo je výhodné pre prípadné použitie pri trojkomponentnej zmesi a pre priame zaraďovanie hornín podľa výsledkov chemickej analýzy. Termíny *izvestkovyj* a *izvestkovistyj* navrhujem pretlmočiť ako *silnovápnitý* a *slabovápnitý*. Doslovný preklad *vápnitý* a *vápnistý* pôsobil by nezvyklo, je teda lepšie dať prednosť jasnejšiemu, hoci dlhšiemu názvu. Názov *dolomitický vápenec* pokladám za vhodný pre také horniny, kde dolomitová zložka je rovnomerne (makroskopicky nepozorovateľne) rozptýlená v hornine. Ak sa partie vápencové a dolomitové v kusových vzorkách navzájom prerastajú v rôznych formách, lepšie hovoriť o *dolomitizovaných vápencoch*. Klasifikácia sa robí podľa chemickej analýzy, prípadne podľa farbených



Tabuľka II.

výbrusov percentným odhadom zložiek (resp. planimetricky), v niektorých prípadoch i z DTA.

V klasifikácii ÚÚG (Š v a s t a a i., 1956) sa neodôvodnene kladie hranica medzi vápencom a dolomitom na 40 % dolomitovej zložky miesto obvyklých 50 %. Pre ľahšie zaradovanie podľa chemických analýz sa v návrhu používajú rozhrania, vyjadrené aj v % $MgCO_3$ a MgO . Predvídatejšie je však bazírovať na pomere $CaCO_3 : MgCO_3$, resp. $CaO : MgO$ (ako to robí Višňakov), lebo výsledok môže byť ovplyvnený inou prímiesou (napr. piesčitou). Kategória *vápenec s hořečnatou příměsí* (5–10 % dolomitovej zložky) zdá sa byť z litologického hľadiska dosť dôležitá. V tomto prípade by si však skôr zaslúžila prednosť klasifikácia Carozziho (1953), ktorá ju tiež obsahuje. Klasifikácia Smulikovského (1954) je málo podrobná. Osemčlenné delenie Teodoroviča (1935) je naopak príliš podrobné pre tento rad hornín, kde chemické zloženie býva značne nestále. Klasifikácia Strachova (1953) je veľmi podobná doporučovanej klasifikácii Višňakova, ktorá má však tú prednosť, že dodržiava štvrtinové členenie.

Nová klasifikácia Chilingara (1957) je zaujímavá z teoretického hľadiska, avšak nepraktická. Vychádza z podielu $Ca : Mg$ a berie do úvahy jeho variácie v schránkach organizmov. V prílohe (viď tabuľka) podávam zrovnanie jej intervalov s bežne používanými škálami. Na prevod možno použiť tento vzorec (podľa Ďuroviča):

$$x = \frac{100(Q - K)}{Q + K \left(\frac{M_2}{M_1} - 1 \right)}$$

x = podiel kalcitovej zložky v zmesi vápenca a dolomitu; M_1 = mol. váha $CaCO_3$; M_2 = mol. váha $CaMg(CO_3)_2$; $Q = \frac{\%Ca}{\%Mg}$; $K = \frac{\text{mol. váha } Ca}{\text{mol. váha } Mg}$

C) Klasifikácia zmesi

VÁPENEC – PIESKOVEC

Do percenta pieskovej zložky sú zahrnuté klastické nekarbonátové zrná (klasifikáciu klastických vápencov treba riešiť osobitne). Navrhujem rozhrania a názvoslovie analogické tomu, ktoré bolo použité v rade vápenec – dolomit (takýto návrh podáva i Chvorova, 1957):

% pieskovej zložky

0–5 % – *vápenec* (s podradnou piesčitou prímiesou);

5–25 % – *slabopiesčitý vápenec*;

25–50 % – *silnopiesčitý vápenec*;

50–75 % – *silnovápnitý pieskovec*;

75–95 % – *slabovápnnitý pieskovec*;

95–100 % – *pieskovec* (s iným druhom tmelu).

Pri podrobnejších štúdiách bolo by výhodné rozčleniť kategóriu 5–25 % takto: 5–15 % *slabopiesčitý vápenec*, 15–25 % *piesčitý vápenec*. V terénnom výskume sme zvyklí označovať ako pieskovec horniny s oveľa nižším percentom klastických zložiek než 50 %, ako na to upozorňuje Pettijohn (1948); robí sa to niekedy dokonca i z výbrusov (časť „*pieskovcov*“ s bazálnym vápnným tmelom). Podiel pieskovej zložky možno odhadnúť z výbrusov, prípadne ho zistiť planimetricky (objemové percentá), alebo z nerozpustného zvyšku (treba mikroskopickú kontrolu, či nie je prítomný autigénny kremeň a klastické zrná vápenca). Ak je v nerozpustnom zvyšku patrný podiel ílu, môžeme ho odplaviť cez sito 0,1 mm alebo inú zvolenú hranicu, a zvyšok odvážiť, čím dostaneme váhové percento zastúpenia piesku vo vápenci. Ak berieme šp. váhu kremeňa 2,66 g/cm³ a šp. váhu kalcitu 2,72 g/cm³, mali by z váhového rozboru vychádzať výsledky približne o 2,3 % nižšie ako z objemového rozboru, čo vzhľadom na dosiahnuteľnú presnosť nemusíme vôbec brať do úvahy. Možno použiť i percentuálny odhad kremeňa z DTA, pravda, bez rozlíšenia klastického a autigénneho SiO₂. Ak máme k dispozícii číselný údaj, je vhodné uviesť ho za názov horniny do zátorok.

D) Klasifikácia zmesi

VÁPENEC – SILICIT

Kým sa klasifikácia kremitých hornín nevyrieši samostatne, treba si aspoň spresniť vžitú názvy. Termín *rohovcové vápence* navrhujem používať len pri nerovnomerne rozptýlenom podiele kremeňa v hornine (zreteľné diferencovanie do konkrécií rôzneho tvaru). Pre súvislé vrstvy silicitov sú vyhradené názvy *radiolarit*, resp. *spongolit*, pokiaľ sú v nich mikroorganické zvyšky tohto charakteru (ak tvoria radiolárie nad 50 % plochy výbrusu, môžeme použiť termín *pravý radiolarit*). Ak mikroorganizmy chýbajú, označujeme horniny ako *vrstvovité silicity* (pre mezozoikum by sa dalo uvažovať o názve *jaspis*, pre iné útvary zaužívané názvy *lydit*, *bulžník* a pod.). Rohovce môžeme bližšie označiť ako *radiolárové rohovce* a pod. Názov *silicifikované vápence* treba vyhradiť len pre prípady zreteľného druhotného zatláčania väčšieho rozsahu (napr. *silicifikovaný krinoidový vápenec*). Ak by sa vyskytla potreba označiť jedným názvom súčasné vystupovanie *rohovcových vápencov*, *kremitých vápencov* a vložiek *radiolaritov* (*jaspisov*), časté napr. v jure Karpát, možno ich súhrnne označiť ako *silicitické vápence*.

Termín *kremité vápence* navrhujem pre horniny s 5–50 % chalcedónu autigénneho kremeňa, ktorý je jemne, rovnomerne (makroskopicky nepozorovateľne)

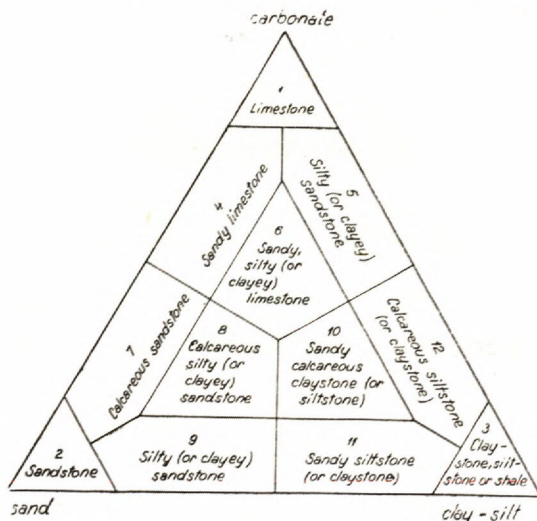
rozptýlený vo vápenci. V prípade potreby podrobnejšieho členenia navrhujem použiť ten istý spôsob ako pri škále *vápenec — dolomit*. Zaradenie možno urobiť podľa podielu SiO_2 z chemickej analýzy (po odčítaní množstva viazaného na alumosilikáty); súčasne sa treba presvedčiť vo výbruse o neprítomnosti klastického SiO_2 . Čím menšie sú partikule kremeňa vo vápenci, tým skôr dochádza k ich migrácii v hornine; možno teda považovať značnú časť zrníek kremeňa na hraniciach viditeľnosti v obyčajnom mikroskope za autigénne.

E) Klasifikácia trojkomponentnej zmesi

KARBONÁT — PIESOK — ÍL

Niektorí autori zanedbávajú v tomto prípade prítomnosť dolomitu; vo vrchole trojuholníka sa potom uvádza „ CaCO_3 “ namiesto *karbonát*.

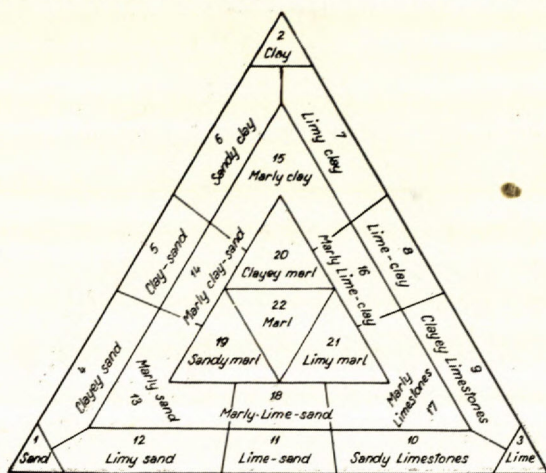
Dost účelným rozvrhnutím polí vyznačuje sa trojuholník Trefethena (1950 vid tab. III,). Autor sa tiež vyhýba názvu *slien*. S malými zmenami pre-



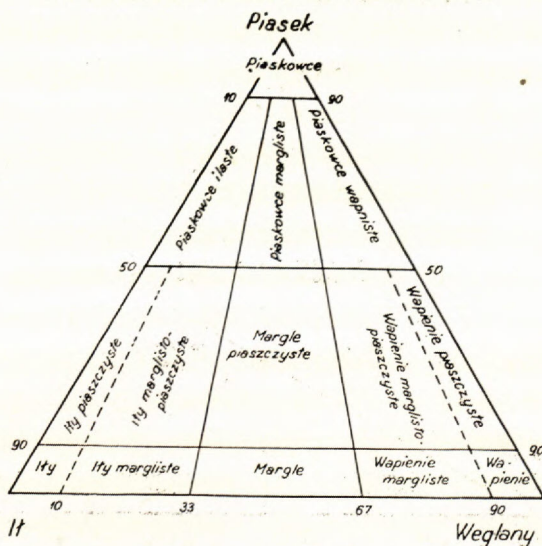
Tabuľka III. — J. M. Trefethen (1950).

berá túto klasifikáciu M. Hajós (1954). Menšia nedôslednosť je u nej pri označení poľa 14: *vápnito-ílovitý piesok*, kde by malo byť *slienitý piesok*, lebo zmes vápenca a ílu nazýva *slien*. Určitou nevýhodou je, že bez prenášania do trojuholníka, iba z číselných hodnôt, ťažko sa dá určiť, aký názov hornine patrí. Napr. do poľa 16, ako možno vyčítať z diagramu, patria horniny s 33–70 % ílu, 15–42,5 % CaCO_3 , a 15–42,5 % piesku; do poľa 5 horniny s 10–50 % ílu, 0–15 % CaCO_3 a 42,5–80 % piesku.

Tokarski (1955, viď tab. IV), ako už bolo spomenuté, označuje termínom *slien* horniny zložené z približne rovnakého množstva vápenca, ílu a piesku, čo je proti zvyklostiam. Polia jeho trojuholníka majú veľmi nerovnomerný tvar, hraničné hodnoty sú veľmi rôzne (0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 50, 55, 80, 90, 95, 100 % určitej zložky). Napr. do oddelenia 16 patria podľa neho horniny s obsahmi S_{10-20} Cl_{30-55} Cb_{35-55} ; pri odčítaní z priloženého trojuholníka dostávame však hraničné hodnoty % pre ílovitý podiel $Cl_{31,6-54,2}$. Analogické chyby sú u pätnástich polí, čo je spôsobené nesprávnou konštrukciou trojuholníka v pôvodnom vyobrazení.



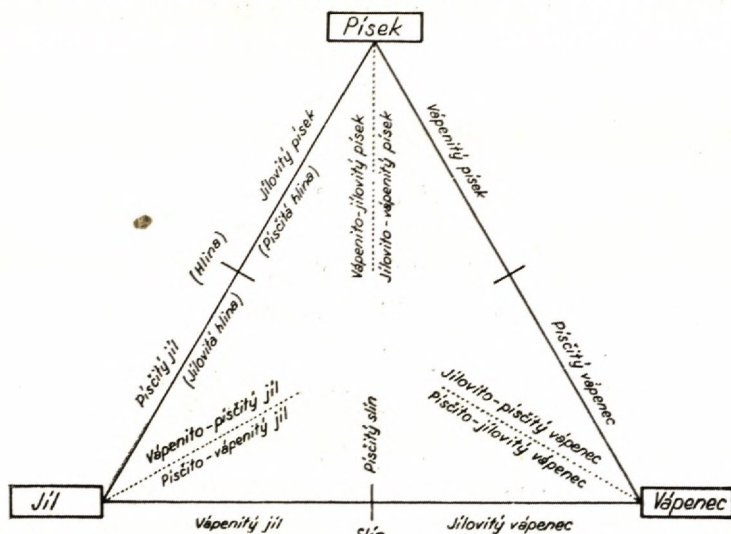
Tabuľka IV. — A. Tokarski (1955).



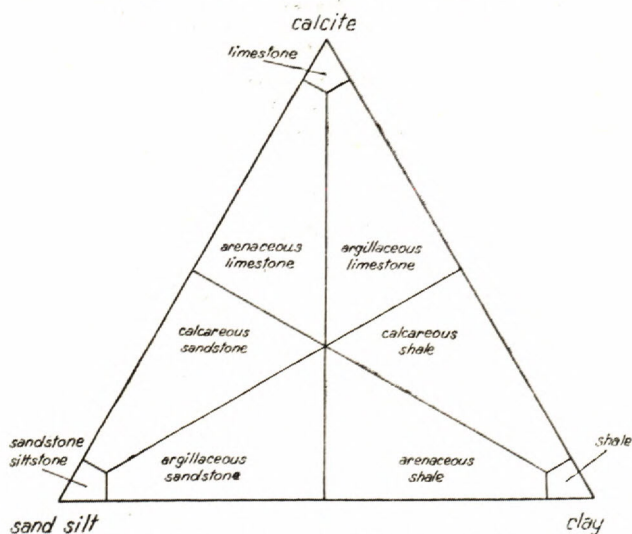
Tabuľka III. — K. Smulikowski (1954)

S mulikowski (1954; viď tab. III) berie za základ tretinové delenie zmesi vápenca a ílu (viď v predošlom); interval slieňa 33—67 % sa prakticky zhoduje s navrhovaným: 35—65 %. Horizontálne členenie trojuholníka s ohľadom na tretiu zložku (piesok) považujem za výhodné. Do zložky ílu zahrňuje zrná pod 0,1 mm, ide teda vlastne o íl + *aleurit* (*silt*). Je otázkou, či by nebolo vhodnejšie zlučovať frakciu *aleuritu* s pieskovou.

Návrh Orlova (1945, viď tab. III) je značne neurčitý (nejasné definovanie



Tabuľka III. — A. Orlov (1945).

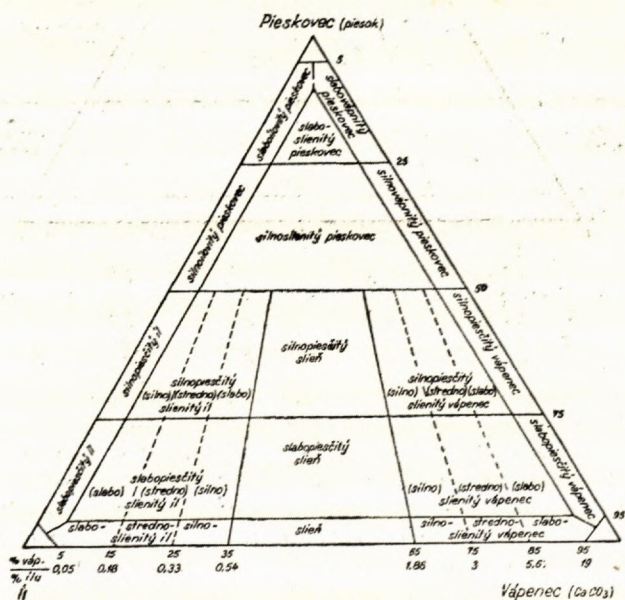


Tabuľka III. — K. Mather (1955)

pojmu *slien* a *hlina*). Protipólom názvu *piesčitéj slin* nie je *slienitý pieskovec*, ale *vápenato-žilovitý*, resp. *žilovito-vápenatý pieskovec*. Stred trojuholníka ostáva prázdny, autor sa vyhol zaradovaniu silne zmiešaných hornín.

Návrh, ktorý podáva K. Mather (1955, viď tab. III), nadväzujúci na Pettijohnov trojuholník, je pomerne jednoduchý a dajú sa naňho ľahko aplikovať kombinácie iných zmiešaných hornín. Je však málo podrobný. Z názvov sa zdá, ako by išlo vlastne o dvojkomponentné zmesi; tretia zložka sa v názve neuplatňuje, i keby tvorila nad 30 % horniny.

Triedenie uvedenej trojkomponentnej zmesi, ktoré navrhujem (viď tab. IV) má za podklad Corrensovú klasifikáciu v rade *vápenec — íl (ilovec)* a navrhovanú klasifikáciu Chvorovej (1957) v rade *vápenec — pieskovec*; členenie oproti pieskovej zložke je horizontálne (podľa Smulikowského). Názvy sú volené tak, aby z nich vyplývala presná predstava o zložení horniny. Zaradovanie do určitej kategórie môže sa robiť priamo podľa percentuálneho obsahu piesčitej zložky a z pomeru % ílu : % vápenca. Tretia zložka pod 5 % z názvu horniny vypadá. Kategóriu *silnoslienitý pieskovec* nepovažujem za potrebné podrobnejšie rozdeliť.



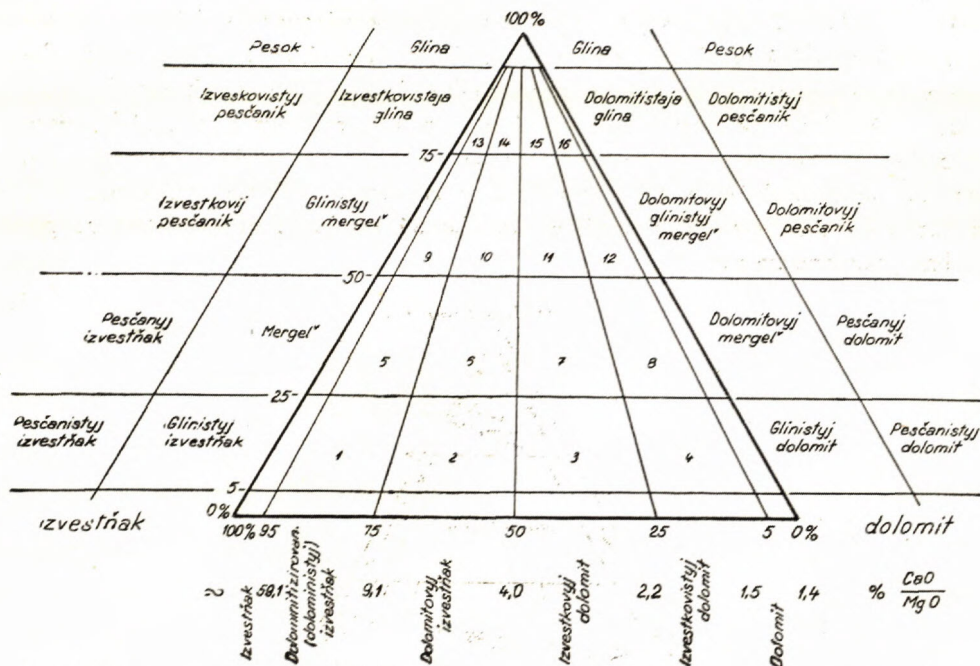
Tabuľka IV. — M. Mišík (1958).

Príklad pre zaradovanie: z rozboru vychádza: 62 % CaCO_3 , 31 % ílovej zložky, 7 % piesčitej zložky. Zo 7 % piesčitej zložky vyplýva, že ide o horninu *slabopiesčitú* (medzi 5–25 perc.). Pomer ílu a vápenca je 1 : 2, ide teda o *silnoslienitú horninu* (medzi 1 : 1,86–1 : 3). Výsledné označenie: *vápenec silnoslienitý, slabopiesčitý*.

F) Klasifikácia trojkomponentnej zmesi

VÁPENEC – DOLOMIT – ÍL

Klasifikáciu zmesi vápeneč – dolomit – íl (resp. vápeneč – dolomit – piesok) podáva Višňakov (1933, viď tab. V). Jeho trojuholník má 31 polí, z nich niektoré sú mimoriadne úzke (viď prílohu). Väčšia alebo menšia prímies zložky vyjadruje sa rôznymi tvarmi prídavných mien, napr. *izvestkovyj, izvest-*

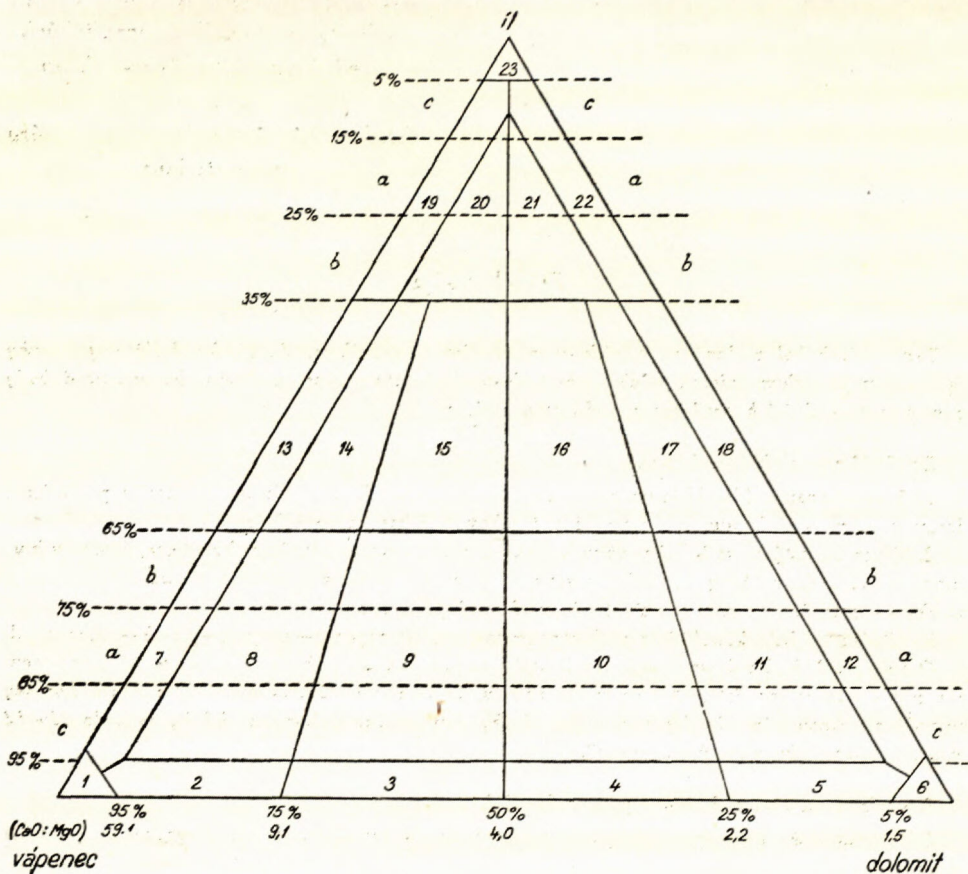


Tabuľka V. — Višňakov (1933). 1 — izvestňak glinistyj dolomitizovannij (dolomitistyj), 2 — izvestňak glinistyj dolomitovyj, 3 — dolomit glinistyj izvestkovyj, 4 — dolomit glinistyj izvestkovistyj, 5 — mergeľ dolomitisto-izvestkovyj, 6 — mergeľ dolomitovo-izvestkovyj, 7 — mergeľ izvestkovo-dolomitovyj, 8 — mergeľ izvestkovisto-dolomitovyj, 9 — mergeľ glinistyj dolomitisto-izvestkovyj, 10 — mergeľ glinistyj dolomitovo-izvestňakovyj, 11 — mergeľ glinistyj izvestkovo-dolomitovyj, 12 — mergeľ glinistyj izvestkovisto-dolomitovyj, 13 — glina dolomitisto-izvestkovistaja, 14 — glina dolomitovo izvestkovistaja, 15 — glina izvestkovo-dolomitistaja, 16 — glina izvestkovisto dolomitistaja.

kovistyj, navrhujem ich pretlmočiť ako *silnovápnitý, slabovápnitý*, ako som to už zdôraznil predtým. V termínoch ako napr. *izvestkovo – dolomitovyj mergeľ* hojnejšia zložka (dolomit) nefiguje na prvom mieste (z tvaroslovných dôvodov). Podľa našich zvyklostí so zreteľom na prehľadnosť a účelnosť kladieme názov hoj-

nejšej zložky na prvé miesto, teda v danom prípade *dolomiticko-vápnitý slieň*, podobné riešenie navrhuje aj Ústav slovenského jazyka SAV.

Navrhujem Višňakovovu klasifikáciu prispôbiť Corrensovmu členeniu radu *vápenec* – *íl* a prijatej zásade, že zložka zastúpená pod 5 % z názvu horniny vypadá. Názvy jednotlivých polí sú uvedené v prílohe (tab. VI).



Tabuľka VI. — M. Mišík (1958). 1 — vápenec, 2 — slabodolomitický vápenec, 3 — silnodolomitický vápenec, 4 — silnovápnitý dolomit, 5 — slabovápnitý dolomit, 6 — dolomit, 7 — slienitý vápenec, 8 — slienitý vápenec slabodolomitický, 9 — slienitý vápenec silnodolomitický, 10 — slienitý dolomit silno vápnitý, 11 — slienitý dolomit slabo vápnitý, 12 — slienitý dolomit, 13 — (vápnitý) slieň, 14 — vápnitý slieň slabodolomitický, 15 — vápnitý slieň silnodolomitický, 16 — dolomitický slieň silnovápnitý, 17 — dolomitický slieň slabovápnitý, 18 — dolomitický slieň, 19 — slienitý íl (vápnitý), 20 — slienitý íl vápnito-dolomitický, 21 — slienitý íl dolomiticko-vápnitý, 22 — slienitý íl dolomitický, 23 — íl. V prípade podrobnejšieho delenia všetky polia označené písmenom *a* ponechávajú pôvodný názov, polia *b* sa označia prívlastkom *silno-*, polia *c* prívlastkom *slabo-*. Napr. 9c *slaboslienitý vápenec silnodolomitický*, a pod.

Príklad pre zaradenie: 31 % ilu (nerozp. zvyšku), 37 % CaO, 7 % MgO. Z percenta ilu vyplýva, že ide o silnoslienitý karbonát (medzi 25–35 %); podiel CaO : MgO = 5,3 ukazuje na silnodolomitický vápenec (medzi 4–9,1). Výsledné označenie silnoslienitý vápenec, silnodolomitický.

Bratislava, dňa 15. IV. 1958.

Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických
vied Univerzity Komenského
a
Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

Diskusia

Tento návrh bol zaslaný na posúdenie niektorým pracovníkom. Za všetky došlé pripomienky vyslovujem pisateľom srdečnú vďaka. Pre nedostatok miesta možno tu uviesť iba podstatné body z pripomienok došlých pred prvou redakčnou uzávierkou.

Dr. I. Krystek, VÚN, Brno:

1. S navrhovanou klasifikáciou zmesi vápenec-il úplne súhlasí, nakoľko sa táto v predloženej forme používa v naftovom výskume už päť rokov a dobre sa osvedčuje.

2. Názov slienitý sa vo VÚN používa výhradne k označovaniu množstva kalcitovej zložky v hornine. U sedimentov Malej dunajskej nížiny je však zastúpená v podstatnej miere aj dolomitová zložka — nemožno tu teda používať názov slienitý pieskovec.

3. Ideálna by bola klasifikácia päťkomponentnej zmesi: vápenec—dolomit—piesok—aleurit—il.
Odpoveď k bodom 2–3: Najčastejšie sa nevyskytuje v hornine všetkých päť komponentov v podstatnom množstve. Ak prijmeme zásadu, že zložka zastúpená pod 5 % z názvu horniny vypadáva, ostanú nám obvykle najviac tri zložky. Pre uvádzanú horninu dal by sa azda odvodit názov „dolomiticko-slienitý pieskovec“.

Doc. dr. J. Konta, Katedra petrografie KU, Praha:

1. Navrhované členenie trojkomponentných zmesí (v trojuholníkových diagramoch) je príliš podrobné.

2. Nedoporučuje sa používať príliš dlhé názvy hornín so snahou vysvetľovať čo najviac.

3. Miesto koncovky „-ický“ je lepšie používať koncovku „-ový“, zavedenú do petrografického názvoslovia E. Bořickým. Koncovka -ický je cudzia našim jazykom.

4. S definitívnou úpravou by bolo dobre počkať do prvej polovice r. 1959, kedy Geologicko-geografická fakulta KU usporiada konferenciu o klasifikácii a terminológii sedimentárnych hornín. Logická a úspešná klasifikácia určitej skupiny musí vychádzať z klasifikácie celku.

Prom. geol. Z. Kukal, ÚÚG, Praha:

1. Termíny *slabo-*, *silno-*, *stredne-* mali by byť ponechané ako názvy voľného použitia, nemali by figurovať v záväznej klasifikácii.

2. Klasifikácia dvoch konečných členov má byť najviac binominálna; klasifikácia troch a viacerých členov najviac trinominálna.

3. Názov *vysokepercentný vápenec* je pre petrografickú klasifikáciu nevhodný. Návrh členenia radu vápenec-il je príliš zložitý. Iba mizivé percento autorov nazýva vápence so 6–10 % nerozpustného zvyšku už *slaboslienitými vápencami*. Názov *slienitý* je nevhodný; *slien* možno ponechať pre rovnovážnu zmes vápnitej a ilovitej zložky.

4. Pre zmes vápenec–dolomit je najvhodnejšia jednoduchá klasifikácia podľa *Smulikowského*.

5. Hranica pieskovca na 50 % nie je prilievavá; nejstvovali by potom pieskovce s bazálnym tmelom. Termín *vápnitý* mal by byť rezervovaný pre tmel sekundárneho pôvodu, a preto zložka primárna, napr. organodetritická, alebo detritická nemôže byť nazývaná rovnako. Správne je prechody medzi vápencom a pieskovcom nazývať *vápencový* a *pieskovcový*. Termín *piesčitý* znamená iba veľkosť zrna piesku.

Odpoveď k bodom:

1. Pripomienka bola čiastočne prevzatá do návrhu s tým, že termíny „slabo“, „silno“ v doplnkovom tvare písali by sa oddelene a slúžili by pre voľné použitie; v tvare prívlastkovom začali by sa písať dovedna a značili by určitú kategóriu.

2. Tejtó požiadavke by sa vyhovel zavedením práve spomenutého návrhu. V opačnom prípade bolo by treba pomýšľať pri ďalšom vývoji systematiky na zavedenie závažných prípon vyjadrujúcich množstvo (zrovňaj ruské „izvestkovyj“, „izvestkovistyj“), podobne ako boli dávnejšie zavedené prípony pre kysličníky v čs. chemickom názvosloví.

3. Napr. v karpatskej literatúre sa bežne značia vápence titonu ako *slabo slienité*. Ich nerozpustný zvyšok kolíše v uvedenom rozmedzí. Ponechanie názvu „slien“ pri zamietnutí termínu „slienitý“ je nedôslednosťou; tiež nie je jasné, čo možno považovať za rovnovážnu zmes.

5. Takto by sme dospeli k málo vhodným názvom „vápencový vápnitý pieskovec“, „pieskovcový piesčitý vápenec“ a pod.

Dodatocne ďakujem za pripomienky doc. Petránkovi (ÚÚG, Praha), pg. Žabkovi (GP, Turč. Teplice), pg. Kühnelovi (VŠB, Ostrava), pg. Eliášovi (ÚÚG, Praha), prof. Markovej (GÚDŠ, Bratislava) a pg. Borzovi (SAV, Bratislava).

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1] Barth T. F., Correns C. W., Eskola P., 1939: Die Entstehung der Gesteine. Berlin. — [2] Carozzi A., 1952: Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne. — [3] Hájos M., 1954: Nomenklatura osadočných porod i spôsob ich opisania (ruské resumé). Magyar állami földt. inv. évi jelentese (1952), Budapest. — [4] Chilingar G. V., 1957: Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. Journal of sedimentary petrology, vol. 27, 2. Menasha. — [5] Chvorova I. V., 1957: Osobennosti izučeniya karbonatnych porod. Sborník „Metody izučeniya osadočnych porod, II.“ Moskva. — [6] Konta J. 1955: Jílové minerály a volný SiO₂ v karbonátových sedimentech českého siluru. Universitatis Carolina, Geologica, vol. 1, 1. Praha. — [7] Mather K., 1955. Terminology of limestone and related rocks: an interim report. Journal of sedimentary petrology, vol. 25, 4. Menasha. — [8] Orlov A., 1945: Návrh systematiky a názvosloví sedimentárních hornin. Věstník SGÚČSR, roč. XX. Praha. — [9] Pettijohn F. J., 1949: Sedimentary rocks. New York. — [10] Rodgers J., 1954: Terminology of limestone and related rocks: an interim report. Journal of sedimentary petrology, vol. 24. Menasha. — [11] Ruchin L. B., 1953: Osnovy litologii. Leningrad—Moskva. — [12] Smulikowski K., 1954: Schemat ilościowej klasyfikacji najpospoli-

tejszych skał osadowych. Przegląd geologiczny, 4. Warszawa. — [13] Strachov N. M., 1953: K voprosu o klassifikacii osadkov sovremennych morej i ozer maloj mineralizacii. Izvestja AN SSSR ser. geol., 3. Moskva. — [14] Švasta J., Šulcek Z., Doležal J., Trnka J., 1956: Chemické rozbory nerostných surovin, sešit 11, Vápence a dolomitické vápence. Praha. — [15] Švecov M. S., 1948: Petrografija osadočnych porod. Moskva, Leningrad. — [16] Teodorovič G. I., 1935: K terminologii karbonatnych porod. Probl. sov. geol., 8. Moskva. — [17] Tokarski J., 1955: A new quantitative classification of clastic rocks. Bull. de l'Acad. polon. des sciences, cl. 3, no. 6. Warszawa. — [18] Trefethen J. M., 1950: Classification of sediments. Amer. Journ. of Science, vol. 248, 1. New Haven. — [19] Višňakov S. G., 1933: Karbonatnyje porody i polevoje issledovanie ich prigodnosti dla izvestkovanija počv. Karbonatnyje porody Leningradskoj oblasti Severnogo kraja i Kareľskoj ASSR. Gos. naučno-techn. gorno-geol. neft. izdat., vyp. 1.

MILAN MIŠIK

ENTWURF EINER EINHEITLICHEN KLASSIFIKATION UND TERMINOLOGIE VON GEMISCHTEN KARBONATISCHEN GESTEINEN

(Taf. I—VI im Texte)

In dem Artikel werden die Probleme der tschechoslowakischen Terminologie von gemischten karbonatischen Gesteinen erörtert. Die Klassifikationsschemas dieser Mischungen sind sehr unterschiedlich. Man muss über die annehmbarste Klassifikation übereinkommen und sie einheitlich benützen. Der Autor erörtert die Vor- und Nachteile der einzelnen Klassifikationsschemas und gibt den Vorschlag auf eine zweckmässige Lösung.

A) Das Gemisch Kalkstein-Ton (Schiefer-ton) — siehe Taf. I. Als die zweckmässigste und verbreitetste betrachtet der Autor die Klassifikation von Correns (1939), die Pettijohn (1948) übernommen und Carozzi (1952) ins Französische übersetzt hat. Er schlägt vor für die Kategorie Mergel im Einklange mit dem Original die Begrenzung von 65—35 % CaCO_3 zu behalten, was im grossen und ganzen auch mit Smulikowski's (1954) Forderung einer dreiteiligen 67—33 % Gliederung übereinstimmt. Wenn eine granulometrische Analyse vorhanden ist, kann man präziser *Mergel-Pelit*, *Mergel-Aleurit* schreiben. Bei der Benennung *Mergel* selbst meint man automatisch den kalkigen Mergel. Wenn in der karbonatischen Komponente Dolomit vorherrscht, schreibt man *dolomitischer Mergel*. Tokarski (1955) betrachtet den Mergel als eine Mischung dreier Komponenten mit annähernd gleicher Vertretung der Kalk-, Sand- und Tonkomponente, was den bisherigen Gewohnheiten widerspricht. Beim Verzicht auf den Begriff *Mergel* könnte man eine rationelle zweiteilige Gliederung dieser Zwei komponentenmischung einführen (*toniger Kalkstein* — *kalkiger Schiefer-ton* mit der Grundbegrenzung bis 50 % beider Komponenten; vergl. z. B. Švecov, 1948). Der Autor betrachtet jedoch die Benennung *Mergel* als sehr verbreitet.

In der Literatur gibt es sehr wenig Angaben über den Inhalt und die Weise der Bestimmung der Ton-Komponente in den Mischungen. Gewöhnlich verschmilzt sie mit dem Begriff *unlösbarer Rest*. Der mineralogischen Beschaffenheit des unlösbaren Restes nach (Vorherrschen der Tonminerale, resp. des klastischen Quarzes, resp. des authigenen Quarzes + Chalzedons) erhalten wir jedoch die mergeligen sandigen und kieseligen Kalksteine. Bei einer mineralogischen und nicht bloss granulometrischen Definition des *Tones* (was besonders bei den pelitomorphen pelitischen Kalksteinen zu Schwierigkeiten führen möchte), wäre es möglich, ein bestimmtes Grenzverhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ zur Unterscheidung der mergeligen Kalksteine von den übrigen schon auf Grund der chemischen Analyse vorzuschlagen.

B) Das Gemisch Kalkstein-Dolomit (Taf. II). Der Autor ist geneigt Višňakov's (1933) in der UdSSR sehr heimisch gewordene Klassifikation als die entsprechendste zu betrachten. Sie besitzt eine zweckmässige vierteilige Gliederung. Beimengen über 5 % machen sich schon in der Benennung geltend. Zweckmässig ist auch eine Einreihung unter Mithilfe der chemischen Analyse nach dem Verhältnis $\text{CaO}:\text{MgO}$. Es ist jedoch schon nicht so zweckmässig auf der prozentuellen Vertretung von MgO , resp. MgCO_3 (Švasta u. a. 1955) zu basieren, da das Ergebnis durch eine andere Beimenge (z. B. Sand) beeinflusst werden kann. Chilingar's (1957) Klassifikation geht vom Verhältnis $\text{Ca}:\text{Mg}$ aus und benützt für die Begrenzung seine Variationen in den Organismenschalen. Sie wird kaum in der Praxis benützt. In der Tafel II wird der Vergleich ihrer Intervale mit den üblich benützten Skalen dargeboten (die Überführungen siehe im slow. Text).

C) Das Gemisch Kalkstein-Sandstein. Der Autor ist für den Vorschlag von Chvorova (1957), der im ganzen mit der Gliederung des Gemisches Kalkstein-Dolomit nach Višňakov (1933) analog ist.

D) Das Gemisch Kalkstein-Silizit. Der Art der Zerstreuung der Quarzkomponente nach muss man Hornsteinkalke (Konkretionen), geschichtete Silizite (Radiolarite, Spongolithe; Lydite, Phtanite) unterscheiden. Wenn die Radiolarien mehr als 50 % der Dünnschliffsfläche bilden, kann man das Gestein als *echten Radiolarit* bezeichnen. Es ist gut die Benennung *silifizierter Kalkstein* bloss für Verdrängungen grösseren Umfanges zu benützen. Die Kalksteine mit gleichzeitigem Vorkommen von Hornsteinen und Silizitschichtchen kann man als *silizitische Kalksteine* bezeichnen. Bei dem fein, gleichmässig zerstreuten Chalzedon in dem Kalkstein spricht man von *kieseligen Kalksteinen*. Falls es notwendig wäre sie detaillierter zu gliedern, schlägt der Autor eine analoge Begrenzung vor, wie sie Višňakov (1933) für die Mischung *Kalkstein-Dolomit* benützt.

E) Dreikomponente Mischung Karbonat-Sand-Ton. Durch eine zweckmässige Einteilung der Felder zeichnet sich Trefethen's Dreieck (1950; siehe Taf. III) aus, das auch Hajós (1954) übernimmt. Tokarski's (1955; Taf. III) Dreieck besitzt Felder sehr unregelmässiger Form, mit zahlreichen Grenzwerten und ist auch im Original fehlerhaft konstruiert (z. B. die Gesteine im Feld No 16 sollen dem Text nach einen Gehalt an Cl 30–55 % ausweisen, aus der Konstruktion des Dreiecks folgt jedoch Cl 31,6–54,2 %; ähnlich ist es bei weiteren 15 Feldern). Mather's (1955; Taf. III) Vorschlag knüpft an das Pettijohn's Dreieck an. Er ist zwar einfach, doch zu wenig eingehend. Aus den Benennungen scheint es, als ob es sich bloss um zweikomponente Mischungen handeln möchte; die dritte Komponente kommt in ihnen nicht zur Geltung, auch wenn sie über 30 % des Gesteins ausmacht.

Die Gliederung der angeführten dreikomponenten Mischung, die ich vorschlage (Taf. IV), hat als Grundlage die Klassifikation von Correns in der Reihe Kalkstein-Ton (Schiefer-ton) und die Klassifikation von Chvorova (1957) in der Reihe Kalkstein-Sandstein. Gegen die Sandsteinkomponente ist die Gliederung horizontal (ähnlich wie bei Smulikowski, 1954; Taf. III). Die Einreihung in eine bestimmte Kategorie kann direkt nach dem prozentuellen Gehalt der Sandkomponente und nach dem Verhältnis % Ton : % Kalkstein geschehen. Die dritte Komponente fällt bei der Vertretung unter 5 % aus der Benennung des Gesteins aus. Ich halte nicht für notwendig die Kategorie *stark mergeliger Sandstein* ausführlicher zu gliedern. *Ein Beispiel der Einreihung:* Die Analyse zeigt 62 % CaCO_3 , 31 % der Tonkomponente, 7 % Sandkomponente. Aus 7 % der Sandkomponente folgt, dass es sich um ein schwach sandiges Gestein handelt (zwischen 5–25 %). Das Verhältnis des Tones und Kalksteines ist 1:2, es handelt sich also um ein stark mergeliges Gestein (zwischen 1:1,86–1:3). Resultierende Bezeichnung: „Stark mergerliger, schwach sandiger Kalkstein“.

F) Dreikomponente Mischung Kalkstein-Dolomit-Ton. Am bekanntesten ist die

Klassifikation Višňakov's (1933; siehe Taf. IV). Manche Felder seines Dreiecks sind ausserordentlich schmal. Der Einheitlichkeit des Verfahrens halber schlage ich vor die Klassifikation der Gliederung Corren's in der Reihe Kalkstein-Ton und dem angenommenen Prinzip, dass die unter 5 % vetretene Komponente aus der Benennung ausfällt, anzupassen (Taf. VI). *Ein Beispiel der Einreihung:* 31 % Ton (unlösbarer Rest), 37 % CaO, 7 % MgO. Der prozentuellen Vertretung des „Tones“ nach handelt es sich um einen stark mergeligen Karbonat (zwischen 25–35 %); das Verhältnis CaO : MgO = 5,3 zeigt auf einen stark dolomitischen Kalkstein (zwischen 4–9,1). Resultierende Bezeichnung: „Stark mergeliger Kalkstein, stark dolomitisch“.

*Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften an Komenský's Universität
und
Geologisches Institut Dionýz Štúr's
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Erläuterungen der slov. Begriffe:

pieskovec	—	Sandstein	ilovitý	—	tonig
piesčitý	—	sandig	sliēň	—	Mergel
vápeneč	—	Kalkstein	slienitý	—	mergelig
vápnitý	—	kalkig	silno	—	stark
íl	—	Ton	slabo	—	schwach

Tafel VI im Texte

1 — Kalkstein; 2 — schwach dolomitischer Kalkstein; 3 — stark dolomitischer Kalkstein; 4 — stark kalkiger Dolomit; 5 — schwach kalkiger Dolomit; 6 — Dolomit; 7 — mergeliger Kalkstein; 8 — mergeliger, schwach dolomitischer Kalkstein; 9 — mergeliger, stark dolomitischer Kalkstein; 10 — mergeliger, stark kalkiger Dolomit; 11 — mergeliger, schwach kalkiger Dolomit; 12 — mergeliger Dolomit; 13 — (kalkiger) Mergel; 14 — kalkiger, schwach dolomitischer Mergel; 15 — kalkiger, stark dolomitischer Mergel; 16 — dolomitischer, stark kalkiger Mergel; 17 — dolomitischer, schwach kalkiger Mergel; 18 — dolomitischer Mergel; 19 — mergeliger Ton (kalkig); 20 — mergeliger, kalkig-dolomitischer Ton; 21 — mergeliger, dolomitisch-kalkiger Ton; 22 — mergeliger, dolomitischer Ton; 23 — Ton.

Im Falle einer eingehender Gliederung behalten alle mit *a* bezeichneten Felder die Originalbenennung, die Felder *b* bekommen das Adjektiv *stark*, die Felder *c* das Adjektiv *schwach*. Zum Beispiel: 9c — *schwach mergeliger, stark dolomitischer Kalkstein*.

JOZEF GULA

GEOLOGICKÉ POMERY MAGNEZITOVÉHO LOŽISKA LUBENÍK A JEHO OKOLIA

(*Nemecké resumé, tab. I—VI*)

Vzhľadom na požiadavky, ktoré kladie na magnezitový priemysel hutníctvo treba, aby slovenské magnezitové ložiská boli detailne preskúmané, nielen pokiaľ ide o zistenie ich priemerného obsahu MgO, ale hlavne o možnosti otvorenia nových magnezitových ložísk, k čomu sú na Slovensku najlepšie predpoklady. Detailným geologickým prieskumom na magnezitových ložiskách sa zisťujú také veľké zásoby magnezitovej suroviny, že Slovensko sa dostalo za niekoľko rokov na popredné miesto.

Pri detailnom hodnotení magnezitových ložísk sa ešte vždy pocifujú veľké nedostatky poznania geologickej situácie okolia ložísk. Je to zapríčinené tým, že magnezitovej surovine sa nevenovala až do roku 1940 väčšia pozornosť, vzhľadom na orientáciu nášho baníctva na ťažbu železných a polymetalických rúd, kým monopol magnezitových výrobkov sa prenechával Rakúsku. Preto sú dnes geológovia nútení pri začatí prieskumu detailne zmapovať nielen vlastné ložiská, ale aj okolie, aby sa poznala celková geologická stavba územia, na ktorom ložisko leží.

Stratigrafický prehľad

Krátka geologická charakteristika okolia ložiska

Výsledky môjho geologického mapovania naväzujú len v malej miere na poznatky predchádzajúcich autorov. Zo starších autorov ojedinelé zmienky o mapovaní územia v okolí Železníka a Dúbravy nájdeme v prácach F. B e u d a n t a (1822), F. A n d r i a n a (1858), D. Š t ť ú r a (1868) a F. H a u e r a (1869).

V rokoch 1904, 1906 a 1907 robil H. B ö c k h mapovanie medzi Železníkom, Dúbravou až Ochtinou a určil túto stratigrafiu:

1. spodnokarbónske bridlice;
2. vrchnokarbónske a permské kvarcity, pieskovce a konglomeráty;
3. verfénske bridlice;
4. triasový vápenec;

5. aluviálne a pliocénne sutiny, štrky;
6. alúvium;
7. erup­tíva: žula, kremitý porfýr, diorit.

Pri svojom mapovaní som sa pridŕžoval všeobecných záverov o geológii Rudohoria, ktorú vypracovali F u s á n — M á š k a — Z o u b e k. Detailnejším prieskumom tohto územia sa v novšej dobe veľmi nezaoberali. Roku 1935 J. Š u f sa v zpráve o výsledkoch mapovania okolia Železníka iba čiastočne dotýká územia, avšak iba pokiaľ ide o výskyt nových sideritových a magnezitových ložísk. Detailnejšie mapoval toto územie M. M a h e l (1952), ale jeho stratigrafické zadelenie do jednotlivých sérií bolo nesprávne; V. Z o u b e k (1953) sa dotýká územia iba v spojitosti so štúdiom styku gemeríd s veporidmi.

Celé územie budujú karbónske horniny s výškovými kótami 270—650 m. Os mapovaného územia a celkový smer magnezitového karbónu je daný smerom magnezitových ložísk v tomto pruhu: Hlinka—Lubeník—Amág lom.

Na mapovanom území som určil tieto geologické celky:

- a) veporidné kryštalínikum;
- b) perm;
- c) gemeridné paleozoikum-magnezitový karbón;
- d) turčockú žulu;
- e) štvrtohory.

Veporidné kryštalínikum

Vystupuje v severnej časti územia a reprezentuje ho pásмо Kohúta. Keďže ide o geologickú jednotku, ktorá sa nachádza v tesnom styku s magnezitovým ložiskom, spracovali sme ju detailnejšie. Možno tu odlišiť veporidnú žulu a zónu svorov a piesčitých ílov.

Veporidná žula vystupuje na juhozápadnej strane od Revúckej Lehôtky vo dvoch lomoch. Keďže ide o okrajovú časť veporidnej žuly, v obidvoch lomoch má rozdielny petrografický charakter. Prvý lom JZ od Revúckej má charakter dvojsludného granitu, ktorý vo vyšších partiách prechádza do fácie muskovitického granitu. Lom, ktorý sa nachádza v tesnom styku so zónou svorovou, predstavuje viac hybridnú fáciu. V hrubozrnnom leukokrátном muskovitickom granite, ktorý má v horných partiách pegmatitový ráz, sa nachádzajú uzavreniny utopeného sedimentárneho pláštá; podľa toho možno predpokladať, že ide o *najvrchnejšie partie veporidného žulového masívu Kohúta*. Tento hrubozrnný pegmatitický typ som mohol sledovať najmä na hrebeni medzi prvým a druhým lomom a stykom so zónou svorov. Žulu v obidvoch lomoch v podstate vytvára kremeň, albitoligoklas, ortoklas, muskovit a biotit, ktorého percentuálne zastúpenie sa smerom od svorovej zóny ku žulovému jadrú zväčšuje.

Zóna svorov a piesčitých fylitov. V kryštalických bridliciach,

ktoré majú smer VSV—ZJZ na základe stupňa metamorfizmu a petrografického zloženia som vymedzil niekoľko facií:

- a) sériu migmatitov;
- b) sériu biotitických svorov;
- c) sériu muskovitických svorov;
- d) sériu sericitických až sericiticko-chloritických bridlíc a piesčitých fylitov.

Tieto série nie sú od seba oddelené ostrými hranicami. Migmatity vzhľadom na malé priestorové rozšírenie smerom vertikálne k žule nemožno rozlíšiť na niekoľko faciálnych typov. Okrem migmatitov-arteritov s prevládajúcou ortozložkou, ktoré predstavujú viac granitizačné žulo-ruly s usmerným obsahom biotitu, nachádzajú sa tu migmatity-arterity, u ktorých prevažuje parazložka nad ortozložkou. Hornina tohto typu je jemnozrnná s malým podielom ortozložky.

Smerom na juh od migmatitovej série bez väčšej zmeny metamorfizmu začína vystupovať séria biotitických svorov, charakterizovaná asociáciou: biotit, kyslý plagioklas, ortoklas. Séria biotitických svorov postupne prechádza do série muskovitických svorov. Medzi obidvoma sériami je rad kontinuálnych prechodov. Hlavne v sérii biotitických svorov, v menšej miere i v muskovitických svoroch, vystupujú v nepravidelných žilách najkyslejšie diferenciáty žuly — pegmatity.

Sericitické až sericiticko-chloritické fylity sa nachádzajú v najvrchnejších partiách svorovej zóny a postupne prechádzajú do piesčitých fylitov. Piesčité a sericiticko-chloritické fylity, ako ich možno študovať v odkryve pri novom lubeníckom závode, majú sedimentáciu flyšového rázu s nedostatkom karbonátových sedimentov. M. Mišík (1951), ktorý robil geologické mapovanie medzi Štítnikom a Rochovcami, pokladá zónu migmatitov, svorov až piesčitých fylitov za produkty regionálnej metamorfózy. Zo štúdia uvedenej oblasti vyplýva, že horniny vznikla nielen účinkom regionálnej, ale aj kontaktnej metamorfózy.

Perm

Vystupuje južne od série sericitických a piesčitých fylitov a tvorí súvislý pruh, ktorý sa smerom na JV zväčšuje. Po celej dĺžke je budovaný hrubozrnejšími arkózami, ktoré sa striedajú s jemnozrnejším materiálom. Na niektorých miestach prechádzajú jemnozrnejšie arkózy do pieskov. Medzi bridličnatými polohami sú zhluky a žily (0,5—1 m) metamorfne-sekrečného kremeňa. Smer a sklon vrstiev permu je súhlasný so smerom hornín magnezitového karbónu, a ani na jednom mieste študovaného územia nebadáť odchýlky smeru a sklonu, ako by sa dalo predpokladať v dôsledku lubeníckej línie nasunutia. Smerom na východ mocnosť permu sa znižuje, až napokon vystupuje iba v menších ostrovoch.

Magnezitový karbón tvorí hlavnú časť mapovaného územia. Na SZ naväzuje na úzky pruh pri Turčoku a smerom na Lubeník vystupuje ako hlavná jednotka gemeridného paleozoika. Sedimentácia magnezitového karbónu je novým sedimentačno-faciálnym štádiom, v ktorom rýchle striedanie jednotlivých sedimentačných facií sťažuje vymedzenie oddielov v magnezitovom karbone.

Pri detailnom štúdiu som vymedzil tieto tri oddiely:

1. *podložný komplex budovaný grafitickými fylitmi a grafitickými bridlicami, s nepatrným množstvom diabázových tufitov a piesčitých vápencov;*
2. *stredný karbonátový oddiel budovaný šošovkami magnezitových telies, dolomitov a kryštalických vápencov s mocnými polohami diabázových tufitov;*
3. *nadložný komplex bridličnatých pieskocov, vo vrchných častiach s polohami zlepcov.*

1. Podložný komplex buduje hlavnú časť karbónu v severozápadnej časti. Tiahne sa od podložia ložiska Amag lom, kde tvorí úzky pruh mocný 10 m. Smerom k lubeníckemu ložisku sa rozširuje a pri ložisku Hlinka buduje už celú časť magnezitového karbónu. Z väčšej časti sú to grafitické fylity, bridlice a pieskovce. Podľa celkovej geologickej situácie súdime, že magnezitové ložisko Lubeník neleží priamo na podložnom grafitickom súvrství, ale na rozhraní medzi podložným grafitickým a karbonátovým komplexom. Okrem opísaných hornín v okolí všetkých magnezitových ložísk som pozoroval karbonátové horniny, ktoré sú dôležité pre vznik magnezitových ložísk, a preto ich opíšem v stati o geológii vlastného ložiska.

2. Stredný karbonátový oddiel je vyvinutý vo východnej časti územia. Predstavuje pestrý komplex striedajúceho sa karbonátového a pelitického materiálu. Prevládajúcou zložkou sú karbonáty, diabázové tufy a tufity. Ako vidieť z profilu A—B sled vrstiev je tento:

- a) *grafitické fylity;*
- b) *grafitická bridlica s diabázovými tufitmi;*
- c) *dolomit;*
- d) *krinoidové vápence;*
- e) *magnezit;*
- f) *biely kryštalický vápenec;*
- g) *diabázové tufy a tufity;*
- h) *šedé vápence s polohami diabázových tufitov.*

Submarínne exhalančný vulkanizmus sa opakoval niekoľkokrát za sebou, avšak hranica medzi jednotlivými impulzami nie je ostrá, lebo v bielych kryštalických vápencoch pozorovať jemné vrstvičky tufitov, ktoré sa striedajú v nepravidelných intervaloch (tab. I, obr. 1). Hlavný prejav submarínneho vulkanizmu nastal po sedimentácii nadložného karbonátového komplexu, zmeneného na mramor. Na

prechode medzi tufitickým a karbonátovým komplexom pozorovať reliktý bieleho kryštalického vápenca. Mocnosť vulkanického komplexu sa veľmi mení; najväčšia (30—40 m) je v nadloží ložiska lomu Amag. Vápencovo-tufitický komplex sa tiahne smerom na Teplú Vodu, kde sa nachádza kryha bieleho kryštalického vápenca, metasomaticky čiastočne zmeneného na magnezit. Metasomatické zatlačovanie bieleho vápenca som pozoroval aj na iných miestach tohto komplexu. Žilky magnezitu sú nepravidelne rozvetvené, čo svedčí, že vápenec bol zatlačovaný hlavne na tých miestach, kde bol tektonicky rozrušený. Z reliktov šedých nadložných vápencov v bielom kryštalickom vápenci možno usúdiť, že biele vápence vznikli prekryštalizovaním šedých. Otázka doby vzniku kryštalického vápenca nie je vyjasnená, avšak podľa pozorovania pri Ochtinej a v študovanom území prekryštalizovanie muselo nastať skôr ako metasomatický vznik magnezitov, vzhľadom na žilky magnezitu vo vápenci.

3. Nadložný komplex piesčitých bridlíc a zlepenčov je vyvinutý v južnej časti územia. V podložných partiách začína grafiticko-piesčitými bridlicami, ktoré vo vrchných polohách prechádzajú do zlepenčov. Odlíšenie súvrstvia piesčitých bridlíc od zlepenčov je ťažké, pretože sa striedajú veľmi rýchlo na malej vzdialenosti.

Kremenné žily v tomto komplexe, južne od kóty 566 m, sú silne porušené. V jednej boli pozorované zrnká pyritu. Zlepence majú polymiktné až monomiktné zloženie.

Turčocká žula

Predstavuje samostatné teleso, ktoré stratigraficky nespadá do stavby územia. Nachádza sa na tektonickej línii medzi magnezitovým karbónom a kambro-silúrom. Žulový pruh, ktorý vystupuje medzi Turčokom a hrebeňom Štyri chotáre, je v opisovanom území široký až 1 km. Žulové teleso je silne kataklasované; v podložných partiách vystupujú bridličnaté mylonity až ultramylonity.

Podľa chemickej analýzy (P. Ončáková 1955) a petrografického rozboru považovala sa žula za apofýzu žulového masívu Kohúta. Avšak vzhľadom na jej silné tektonické porušenie a kontakt so staropaleozoickými horninami v okolí Železníka, ako aj na navrátenie silno mylonitizovanej žuly, nemožno jednoznačne považovať turčockú, a tým aj železnickú žulu za apofýzu.

Štvrtohory

Predstavujú zväčša aluviálne náplavy riek Muráň a Turčok. Náplavy sa skladajú z hlinito-piesčitých štrkov a pieskov, avšak nedosahujú väčšej mocnosti. Červenica sa nachádza v okolí ložísk, čo umožňuje presnejšie vymedzenie východu ložiska na povrch.

Tektonické pomery mapovaného územia

Na celom území možno vymedziť dve väčšie tektonické línie. *Lubenická línia* prebieha 300 m severne od ložiska a oddeľuje jednotku gemeridnú od veporidnej. Jej smer je SZ—JV so sklonom k juhu. *Druhá línia* prebieha medzi magnezitovým karbónom a kambrosilúrom.

V prehľade uvádzam nižšie tektonickú schému podľa profilu A—B:

veporidy: $\left\{ \begin{array}{l} \text{veporidná žila;} \\ \text{zóna svorov a fylitov;} \quad \textit{pásmo Kohúta} \\ \text{perm;} \end{array} \right.$

diskordancia — *lubenícka línia*;

magnezitový karbón: $\left\{ \begin{array}{l} \text{pásmo grafitických bridlíc a fylitov;} \\ \text{vápenec, diabáz, tufy a tufity;} \\ \text{bridličnatý komplex;} \end{array} \right.$

diskordancia — *nadložná tektonická línia*;

kambrosilúr.

Pri vymedzení hranice styku veporíd s gemeridmi treba si všimnúť nielen štruktúrno-geologickú a geotektonickú stránku hornín, ale i sedimentačno-faciálne znaky, hlavne epizonálne metamorfovaných hornín.

Geologický opis vlastného ložiska

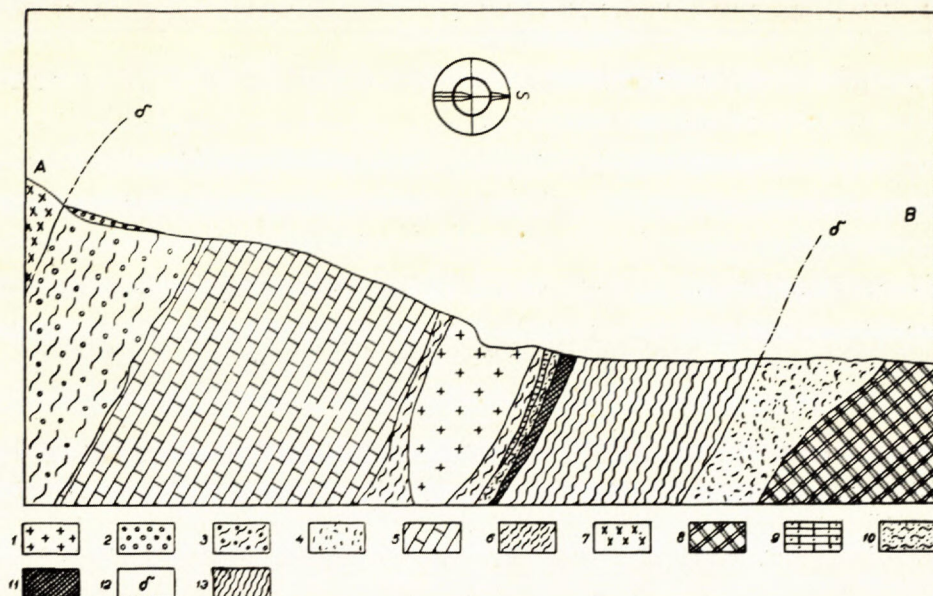
Podobne ako ostatné ložiská magnezitu na Slovensku, okrem severného magnezitového pruhu, aj ložisko Lubeník je charakterizované tými istými stratigraficko-litologickými a tektonickými faktormi. Ako uvádzam v tektonickej charakteristike ložiska, terajší elipsovité tvar, ktorého os *b* je dlhšia ako os *a*, je daný nielen sedimentačno-faciálnou konfiguráciou, ale vo veľkej miere bol ovplyvnený pometasomatickou tektonikou.

Prieskumné práce banské i vrtné potvrdili predpoklad, že ložisko smerom do hĺbky zväčšuje nielen mocnosť, ale príberá aj na smernej dĺžke. Najväčšia smerná dĺžka bola zistená na horizonte IV. Generálny smer ložiska je SZ—JV so sklonom 60—70° k JZ.

K celkovej charakteristike môžeme dodať, že horniny, ktoré budujú hlavné podložie ložiska, som pozoroval na všetkých ložiskách magnezitu v strednej časti magnezitového pruhu.

Grafitické bridlice vystupujú v podloží a nadloží ložiska v celej smernej dĺžke a hĺbke. Na povrchu majú viac piesčito-vápnitý charakter, kým v hlbších partiách vápnitá zložka vplyvmi tektonickými a tepelno-metasomatickými bola usmerená do pararelných žiliek, alebo šošoviek kulisovite od seba oddelených. Sklon

a smer grafitických bridlíc sa neustále približuje celkovému sklonu ložiska. Grafická bridlica má štruktúru mikrogranoblastickú alebo mikrogranolepidoblastickú a na styku s ložiskom má zvýšený obsah grafitického pigmentu s väčším obsahom pyritu. Podľa pozorovania ukončenia vrtov v bridliciach a fylitoch obsahujú podložné časti hodne pyritu impregnovaného alebo tvoriaceho samostatné žilky.



O b r. 1: Geologický profil ložiska Lubeník. 1 — magnezit, 2 — sutiny, 3 — zlepenec a piesčité bridlice, 4 — perm, 5 — biely kryšt. vápence, 6 — grafitické bridlice, 7 — žula, 8 — veporidné kryštalinikum, 9 — krinoidové vápence, 10 — piesčité vápence, 11 — diabázové tufity, 12 — línia nasunutia, 13 — grafitické fylity a bridlice.

V profile jedného vrtu som našiel pyritovú šošovku až 15 cm mocnú s kremeňom. V nadložných partiách, a hlavne pri ukončení ložiska, sú nepravidelné žilky magnezitu, ktoré v žiadnom prípade nesvedčia o metasomatickom, ale o čisto hydrotermálnom vzniku. Mocnosť grafitických bridlíc v podloží len v málo prípadoch presahuje hranicu 10 m, avšak smerom do hĺbky sa zväčšuje.

Diabázové tufy a tufity v grafitických bridliciach vystupujú veľmi sporadicky. V podloží ložiska tvoria tenké vložky až 3 m polohy. Tento grafit-tufitický oddiel nevystupuje iba v okolí ložiska, ale ho možno pozorovať od ložiska Hlinka až po ložisko Dúbrava. Vo svetlejších polohách prevládajúcou zložkou je kalcit. v zelených chlorit. Okrem kalcitu a chloritu podradne vystupuje plagioklas a silne kataklasovaný kremeň.

Krinoidové vápence oddeľuje od ložiska magnezitu grafická bridlica. Netvorí

ostrý prechod do grafitických bridlíc; medzi nimi je piesčitá bridlica s nepatrným množstvom krinoideí. Krinoidové vápence možno pozorovať iba v povrchových častiach.

Dolomity tvoria samostatnú vložku medzi magnezitom, grafitickými bridlicami a krinoidovými vápencami. Nie sú celistvé, ale lavicovité, s pravými žilkami bieleho kalcitu. Iba na niektorých miestach badať účinky metasomatických roztokov.

Faciálne zmeny po sedimentácii grafitických fylitov a bridlíc boli veľké. Miesto grafiticko-piesčitej hlbokomorskej fácie začínajú sa usadzovať horniny karbonátové, najmä korálové a krinoidové vápence. Ide teda o sedimentáciu viac pobrežnú. Po sedimentácii karbonátov znečisťujú sa tieto piesčitými sedimentami s malým množstvom korálov a krinoideí.

Hydrogeologické pomery ložiska

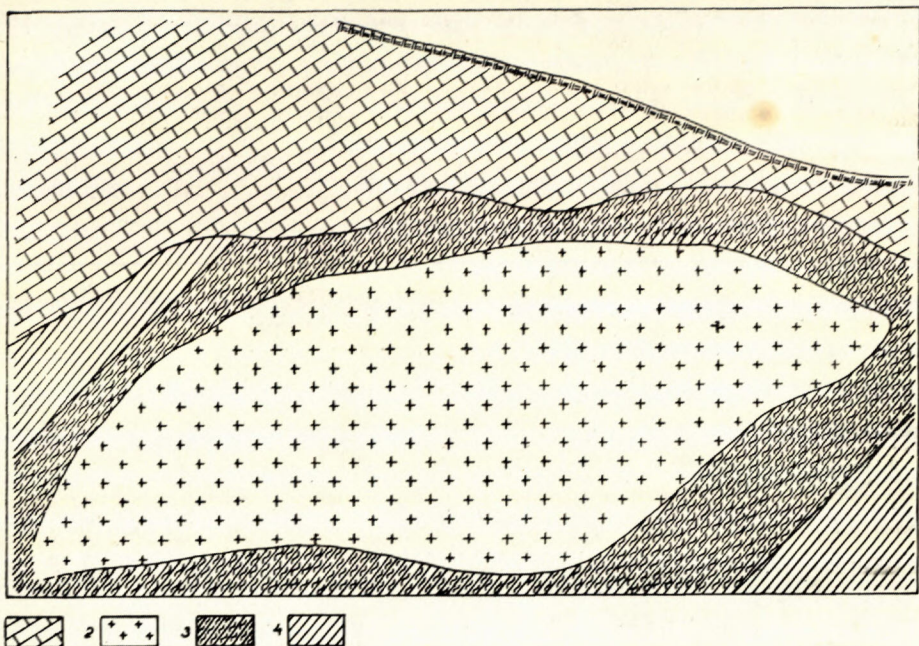
Magnezitové ložisko patrí podľa S. Trojanského k ložiskám tretieho typu (ložiská v uhličitanových skrasovatených horninách). Podľa prietoku podzemných vôd možno na ložisku odlišiť vody dvojakého typu:

- a) *gravitačnú,*
- b) *puklinovú.*

Gravitačná voda sa vyskytuje hlavne v podpovrchových častiach a jej prietokové množstvo je závislé od atmosférických zrážok. *Puklinová* voda je zastúpená prevažne v stredných partiách ložiska a jej prietokové množstvo nie je závislé od atmosférických zrážok, ale od priepustnosti vápencov, ktoré sú zbernou bázou podzemných vôd. Množstvo puklinovej vody vzhľadom na vertikálny stĺpec depresného kužeľa nie je v jednotlivých ročných obdobiach rovnaké. Najväčším nebezpečením pre zavodenie ložiska sú práve vody so zbernou bázou vo vápencoch. Podľa priloženého geologického profilu A—B a pozdĺžneho profilu ložiska horniny veporidného kryštalinika vplývajú iba na zvodnenie podložia ložiska. Nadložné horniny, hlavne biele kryštalické vápence, ležia v hlbších polo-
hách v priamom nadloží ložiska. Ak vezmeme do úvahy malú mocnosť grafitických bridlíc, ktoré slúžia ako hydraulickí pojítelia medzi smernými nadložnými poruchami a tektonicky silne porušenými vápencami, dostaneme predstavu zavodenia ložiska puklinovými vodami. Ďalšou zápornou stránkou, ktorá môže vplývať na hydrogeologické pomery ložiska, je blízka lubenícka línia nasunutia.

V nemalej miere na zavodenie vplývajú aj smerné poruchy. Prínosom k objasneniu zavodenia JV časti budú mať prekopy ohraničujúce ložisko. Ak smer grafitických bridlíc a fylitov bude kolmý na smer ložiska, zvodnenie sa ešte zväčší.

Z toho vyplýva, že hydroizohypsy spodnej puklinovej i gravitačnej vody sa skláňajú od severozápadu k juhovýchodu. Pri juhovýchodnom ukončení prechádza najvrchnejšia do grafitických fylitov.



O b r. 2: Pozdĺžny profil ložiska Lubeník. 1 — biely kryštalický vápenec, 2 — magnezit, 3 — grafitická bridlica, 4 — grafitický fylit.

Okrem smerných puklín a trhlín dôležitým hydrogeologickým činiteľom vo vrchných partiách sú krasové závrtý a komíny. Vo vrtných jadrách možno pozorovať, že krasové zjavy sú navrtávané v rôznych hĺbkach; často sú vyvinuté aj pozdĺž tektonických puklín a trhlín. Podľa výplne krasových útvarov dá sa predpokladať prítokové množstvo vody. Ak je krasový zjav vyplnený vodou, je nebezpečnejší ako dutina vyplnená piesčito-hlinitým materiálom, z ktorého voda neodteká naraz, ale postupne.

Vzhľadom na to, že sa surovina bude ťažiť aj z veľkých hĺbok, bude potrebné študovať hydrogeológiu ložiska v pravidelných ročných obdobiach a pri projektovaní ložiska brať do úvahy aj hydrogeologický faktor.

Tektonická charakteristika ložiska a rozloženie úžitkových zložiek

Magnezitové ložisko spočiatku nenaznačovalo hlavne z hľadiska tektonického veľké perspektívy na dobývanie. Až povrchové a podzemné vrty ukázali, že poruchovosť sa smerom do hĺbky znižuje. V povrchových častiach ložiska nevytváral magnezit s dolomitom pevné kompaktné partie, ale rad jednotlivých blokov, na okrajoch viac dolomitických s kvalitným magnezitom uprostred. Tieto bloky

boli od seba oddelené 0,1 až 2 m mocnými puklinami a trhlinami, vyplnenými okrovou zeminou.

Celé ložisko tvorí samostatná šošovka, ktorej ohraničenie na SZ nie je v zmysle stratigrafickom, ale tektonickom. V samotnom ložisku pozorovať smerné poruchy paralelne so smerom ložiska. Väčšie poruchy sú nielen v podloží a nadloží, ale aj v samotnom ložisku, a po nich dochádzalo ku sklzávaniu nadložných častí ložiska. Tektonický pohyb, ktorého výsledkom boli smerné poruchy a posunutie ložiska do väčších hĺbok, sa prejavil nielen mechanickým drvením, ale vo veľkej miere aj prínosom horečnatých i rudných roztokov. Z nich dochádzalo ku vykryštalizovaniu hlavne dolomitu a kalcitu pri smerných poruchách až do mocnosti 4–5 m. Keďže dolomit je veľmi podobný strednokryštalickému magnezitu, berie sa ako magnezitová surovina, čo má zlý vplyv na kvalitu vypálenej suroviny.

Okrem smerných porúch sú v ložisku na úrovni horizontu IV krasové zjavy, podľa doterajšieho pozorovania hlavne v okolí smerných porúch nadložia.

Smerné poruchy sú dôležité z hľadiska prevádzkového hlavne preto, že slúžia ako hydraulické pojítelia jednotlivých horizontov. Tektonická povaha porúch ukazuje, že cez nadložné poruchy je väčší prítok vody ako cez podložné.

K veľkým tektonickým posunom o veľkej amplitúde nedochádzalo preto, že celé ložisko sa nachádza v grafitických bridliciach a fylitoch a pevné magnezit-dolomitové teleso bolo vystavené veľkým tlakom, ktoré sa prejavili v silnom porušení ložiska a vznikom opisovaných puklín a diaklás.

Povrchové a banské práce ukázali, že chemické zloženie ložiska sa veľmi rýchle mení. Vrtné práce ukázali, že magnezit asi 20 m od podložia ložiska je znečistený bridličnatými vložkami a pyritovými impregnáciami. Magnezit však najviac znečisťuje grafitický pigment. O laterálnom rozložení magnezitu a dolomitu nemožno zatiaľ urobiť uzáver, pretože ich striedanie je zatiaľ bez pozorovateľnej zákonitosti. V ložisku možno ohraničiť dve väčšie dolomitické šošovky, oddelené od seba kulisovite a ich šírka tvorí približne $\frac{1}{4}$ ich smernej dĺžky; os *b* je pretiahnutá v smere ložiska.

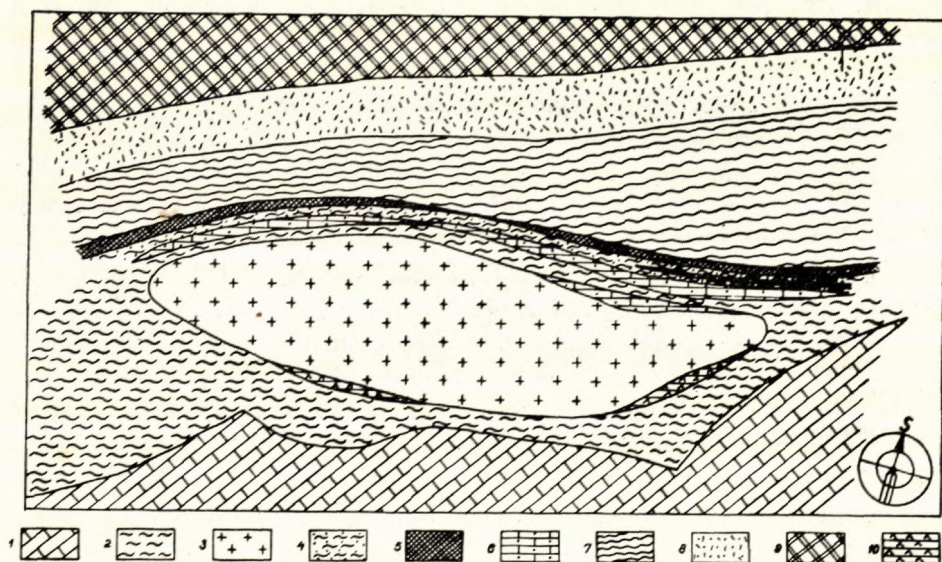
Z opísanej tektoniky sa nedajú urobiť ani uzávery o dobe tektonických pohybov na ložisku. Pri štúdiu tejto otázky sa bude preto treba zaoberať magnezitovým ložiskom lomu Amág.

Genéza ložiska

Riešením otázky vzniku magnezitu lubeníckeho ložiska sa súčasne rieši otázka vzniku všetkých slovenských magnezitových ložísk. Keďže počas štúdia lubeníckeho ložiska mal som možnosť študovať ložiská celého magnezitového pruhu od Sirku až po Bankov pri Košiciach, moje uzávery platia i pre ostatné ložiská tohto pruhu.

Otázkou pôvodu roztokov sa zaoberali viacerí autori, avšak doteraz sa nepodarilo objasniť pôvod a charakter roztokov. Najnovší názor o metamorfno-metasomatickom vzniku magnezitov nie je podľa posledných pozorovaní pravdepodobný a opišem ho na inom mieste.

Zaoberať sa otázkou či ložiská vznikli sedimentárnou, alebo metasomatickou cestou netreba. Zástancovia sedimentárneho pôvodu magnezitov sa opierali o niekoľko výskytov vzoriek magnezitu, v ktorých sa magnezitové vrstvičky striedali s bridličnatými a vápenatými (obr. 2). Pri orientačnom štúdiu ložiska Dúbrava a niekoľkých výskytov na ložisku Lubeník sme zistili, že tieto nie sú pôvodu sedimentárneho, ale tektonického. Avšak ani tu nemožno všetky bridličnaté vložky považovať za tektonické. Ide najmä o vložky nepravidelných rozmerov, ktorých mocnosť sa rýchle mení smerne i horizontálne. Mocnosť a dĺžka druhej časti bridličnatých a dolomitických vložiek hlavne na ložisku Dúbrava sa veľmi nemení.



Obr. 3: Horizontálny rez ložiska Lubeník. 1 — biely kryštalický vápenec, 2 — grafitická bridlica, 3 — magnezit, 4 — grafitické piesčité fylity, 5 — diabázové tufity, 6 — krinoidové vápence, 7 — grafitické fylity, 8 — perm. arkózy, 9 — veporidné kryštalikum, 10 — dolomit.

Ide teda o sedimentárne vložky (tab. I, obr. 2, tab. II, obr. 1). Odlíšenie tektonickej vložky od sedimentárnej je možné na základe uzavrenín tektonicky silne porušeného magnezitu v tektonických vložkách, kým v sedimentárnych vložkách magnezit sa nachádza iba na styčných polohách, alebo tvorí pravidelné kulisovite oddelené šošovky.

Nerovnomerné rozloženie jednotlivých kysličníkov v magnezite ako SiO_2 ,

Fe_2O_3 a CaO nemožno pripisovať iba roztokom, ktoré zapríčinili metasomatózu, ale ich pôvod a množstvo treba hľadať už v pôvodnej matečnej hornine karbonátového charakteru. Prínos týchto kyslíčnikov zapríčiňujúcich metasomatózu roztokov nemožno však popierať. Podľa nášho vertikálneho a horizontálneho pozorovania pribúdanie týchto komponentov smerom k podložným partiám ložiska je veľké. Veľký percentuálny úbytok badať pri nadloží ložiska.

Podľa posledných výskumov magnezitových ložísk možno takto na ložiskách odlišiť niekoľko sedimentačných facií, ktoré v mnohom umožňujú nové ponímanie vzniku magnezitov a magnezitovej suroviny. Pod metasomatózou na magnezitových ložiskách nemožno rozumieť len klasické ponímanie metasomatickej premeny v zmysle prínosovom.

Magnezit na ložisku Lubeník nie je rovnakého charakteru. Podľa výsledkov chemických analýz možno nájsť typy od breuneritu až po grafitické magnezity. V jednom prípade som pozoroval hniezdo magnezitu, ktoré sa skladá z niekoľkých typov magnezitu. Tieto typy magnezitu sa líšia ako chemicky, tak aj veľkosťou kryštálov:

1. MgCO_3 I. jemnozrnný s malým obsahom Fe a grafitu;
2. MgCO_3 II. hrubokryštalický;
3. MgCO_3 III. jemnokryštalický s veľkým obsahom Fe;
4. MgCO_3 IV. čierny jemnokryštalický s veľkým obsahom grafitického pigmentu.

V okrajových partiách, kde magnezit tvorí veľké kryštály, veľká časť grafitickej substancie vytvárala akúsi *kryštalizačnú clonu* pri tvorení kryštálov. Tam kde horečnaté roztoky postupovali frontálne, v málo porušenom pásme možno pozorovať na obrube magnezitu tmavší pruh nerovnakej šírky. Možno ho nazvať *grafitickým frontom*, pretože obsahuje vedľa grafitickej substancie aj pelitické častice pôvodného dolomitu a vápenca.

Vzhľadom na väčší počet druhov magnezitu možno povedať, že tu ide o viaceré mineralizačné periódy nasledujúce po sebe s väčším odstupom.

Tak možno vymedziť tri druhy magnezitov, ktoré sa od seba líšia vekom a kryštalizáciou: opíšem ich pri mineralogickom opise.

Na základe posledných nálezov sideritu na ložisku Medvedza, Hlinka a Lubeník považujeme magnezitové ložiská za staršie ako siderity. Na ložiskách Hlinka, Lubeník, sa našiel siderit bez sulfidov, kým na Medvedzi vystupuje spolu s chalkopyritom, pyritom a tetraedritom. V jednom prípade sme vo vrtnom jadre v Lubeníku našli väčšie množstvo tetraedritu s pyritom a chalkopyritom. Dávať do súvislosti železitejšie magnezity so sideritom však nie je možné. Ani v jednom prípade netvorí siderit postupný prechod do magnezitu, ale je výrazne žilného charakteru.

Magnezit okrem šošoviek tvorí aj samostatné žily v grafitických bridliciach (tab. II, obr. 2). Tento fakt poukazuje na to, že tu nejde o produkty metasoma-

tózy, ale o magnezit vykryštalizovaný priamo z horečnatých roztokov. *Je preto pravdepodobné, že magnezity sú produkty hydrotermálne-metasomatického pôvodu, teda staršie ako siderity.*

Výskyt sideritov na magnezitových ložiskách a dosť veľké množstvo pyritu a chalkopyritu na maskových ložiskách, odporuje M á š k o v m u tvrdeniu, že umiestnenie a rozmiestnenie ložísk v Rudohorí sa riadi predovšetkým geologickými podmienkami a faktormi štruktúrno-tektonickými a litologicko-stratigrafickými, a nie vzdialenosťou od zdroja roztokov.

Nové metódy štúdia magnezitových ložísk zameriavané na sedimentačno-faciálne podmienky vzniku pôvodnej horniny magnezitov nám dajú jasnejšiu odpoveď na otázku, prečo slovenské magnezity, hoci sa mineralogicky veľmi nelíšia, tvoria určité samostatné charakteristické oblasti.

Mineralogický rozbor magnezitovej suroviny

Magnezit na ložisku vyznačuje sa dobrou kvalitou, avšak často je znečistený dolomitom rôznych druhov, pričom zhoršenie kvality nemožno pozorovať mikroskopicky. Dosiaľ sa nepodarilo nájsť kritériá pre odlišenie kvalitného magnezitu od menej kvalitného dolomitického magnezitu. Pri MHB Lubeník sa robil i detailný mineralogický výskum, podložený chemickými analýzami, ktorý je už od začiatku prínosom pre makroskopické odlišenie magnezitu od dolomitického magnezitu.

Doterajšie výskumy na základe chemickej analýzy ukázali, že magnezitová surovina je zásaditého charakteru s vysokým CS modulom. Zistenie CS modulu toho ktorého magnezitového ložiska je dôležité preto, že podľa toho možno charakterizovať magnezit z hľadiska obsahu škodlivého CaO . Magnezit s vysokým CS modulom poukazuje na vysoký obsah CaO a naopak. Na základe prevedeného veľkého množstva chemických analýz a mikroskopického pozorovania CS modul vplýva na veľkosť kryštalizácie magnezitu. U lubeníckeho magnezitu je CS modul značne vysoký, pretože obsah SiO_2 je veľmi malý.

Pri mineralogickom štúdiu som sa zameriaval na približné stanovenie pomerného zastúpenia jednotlivých komponentov, a hlavne na riešenie paragenézy, ktorej sa u nás venovala len veľmi malá pozornosť. Na výbrusoch okrem mikroskopického pozorovania sa robili aj skúšky farbitelnosti pre odlišenie jednotlivých karbonátov. Podľa metódy H e j t m a n B. — J. K o n t a bolo použitie difenylkarbazidu neúspešné; ani nové metódy odlišovania karbonátových minerálov, ktoré použili L o g v i n e n k o N. V. a Z a b a l o t n a j a N. K. (1954) sa neosvedčili, pretože v prípade lubeníckeho magnezitu nejde o monominerálnu horninu, ale o zmes magnezitových a dolomitových zrn, ktorých vypreparovanie je veľmi ťažké. Najlepšie sa pri mineralogickom štúdiu osvedčila metóda rôzne riedeného roztoku HCl (2 % — 10 %), ktorá veľmi ľahko a dosť presne umožňuje

odlíšiť na nábruse i vo výbruse dolomit od magnezitu, resp. iných karbonátov. Princíp tejto metódy spočíva v rýchlosti vylučovania CO₂ z jednotlivých karbonátových zŕn.

Chcel by som však poukázať na nejednotnosť pri odlišovaní jednotlivých typov karbonátových hornín a zvlášť skupiny Ca-Mg karbonátov. Iné je rozdelenie podľa prof. K i n d a a inž. O k o r o k o v a, inak sa hodnotili tieto horniny pred dvoma rokmi; dnešné dosť prísne normy majú nevýhodu v tom, že rozmedzie obsahu MgO pre tzv. dolomitický magnezit je veľmi široké, takže prakticky horniny, ktoré sa pokladajú za dolomitický odpad, treba podľa týchto noriem klasifikovať ako dolomitické magnezity, čím sa stáva, že sa páli materiál, ktorý po stránke percentuálneho obsahu MgO vo vypálenom stave nepredstavuje sadzanú surovinu.

M a g n e z i t je na ložisku prevládajúcim komponentom. Okrem prevažne zrnitej formy sa vyskytujú aj formy hrubozrnné a jemnozrnné. Farba magnezitu záleží na množstve pigmentácie grafitom a limonitom. Jemnozrnný magnezit neprechádza postupne v strednozrnný, ale je dosť ostro ohraničený, najmä pri styku s magnezit-dolomitickou surovinou.

Mikroskopicky možno pozorovať hypidiomorfné až allotrimorfné obmedzenie zŕn. Svetlejšie i tmavšie odrody magnezitu sú značne pigmentované grafitom, ktorý sa koncentruje nielen na styčných plochách zŕn, ale aj v zrnách, pričom rozmiestnenie v zrnách nie je pravidelné. Toto má za následok, že mikroskopicky možno pozorovať rôzne sfarbenie toho istého zrna. V niektorých prípadoch možno pozorovať až zonárne zrná magnezitu. Jadro kryštálov býva pigmentované viac ako obalová vrstva, avšak vyskytujú sa aj opačné prípady. Veľké romboedrické kryštály vznikajú hlavne na miestach, kde metasomatóza postupovala po puklinách i intergranulách (tab. II, obr. 1). Z tab. III, obr. 1 vidieť, že magnezit nie je rovnakého veku; možno odlíšiť až tri generácie magnezitu. Dvojčatné lamelovanie u magnezitu nepozorovať, zato dolomit sa prejavuje silným dvojčatným lamelovaním (tab. III, obr. 2).

Vzťah medzi magnezitom a dolomitom jemnozrnným i hrubozrnným som pozoroval nielen mikroskopicky, ale aj makroskopicky (tab. III, obr. 1). Tektonické pohyby zapríčinili značné porušenie horniny, ktoré bolo vyhojené žilkami, 0,055 až 2,22 mm mocnými. Žilná výplň je oproti okolnej hornine magnezitu bielej farby. Podľa relatívneho veku jednotlivých *žilných systémov* som zistil celkom 4 generácie trhlín, odlišujúcich sa mineralizáciou i zrnitosťou. Najstaršie žilky sú *dolomitické* s dobre pozorovateľným dvojčatným lamelovaním dolomitických zŕn. Druhá generácia je *jemnozrnnnejšia*, ale tiež *dolomitická*; posledná generácia je *magnezit-dolomitová*.

Podľa tab. IV, obr. 1 magnezitová generácia sa stáva čisto magnezitovou. Druhá a štvrtá generácia je typická svojou zrnitosťou od 0,166—0,832 mm.

Členenie na generácie je iba približné, a preto bude treba študovať, či sa

podobné prípady nevyskytujú na ostatných magnezitových ložiskách. Predbežné štúdium na ložisku Medvedza túto charakteristiku potvrdzuje.

Po magnezite najhojnejším minerálom je *dolomit*. Okrem žilného a metasomatického dolomitu sa na ložisku nachádza i dolomit *primárny*. Podobne ako magnezit, má hypidiomorfné až allotrimorfné obmedzenie. Zrná u žilných typov sú pretiahnuté kolmo na okraj žiliek (tab. V, obr. 1). Na veľkých dolomitických zrnách možno dobre pozorovať rozdiel indexu lomu. Rezy rovnobežné so smerom alfa majú index lomu menší ako 1,54. Dvojčatné lamelárne zrasty sú rovnobežné s kratšou uhlopriečkou v kosoštvorci romboédra.

Okraje žiliek poslednej magnezit-dolomitovej generácie sú na niektorých miestach vrúbene nepravidelne rozptýlenými zrnkami *pyritu*, ktorý býva reťazovite usporiadaný tesne pri hranici styku s jemnozrnnou dolomitickou masou. Ojedinele možno tu makroskopicky pozorovať prechod žilky čisto pyritovej do magnezit-dolomitovej. Pyrit je idiomorfný v pentagonálne dodekaedrickom alebo hexaedrickom vývoji. Nepravidelné zrná dosahujú rozmery až 0,041 mm. Dve samostatné generácie dolomitu sú na tab. V, obr. 2. Dolomity sa v 2 % HCl len veľmi slabo rozkladajú.

Karbonátovú asociáciu dopĺňa *kalcit*, ktorý nachádzame ojedinele v magnezite ako reliktu zrníka, metasomaticky silne zatlačované magnezitom (tab. V, obr. 3). V okrajových partiách ložiska, hlavne podložia tvorí samostatné žilky v grafitickej bridlici s pyritom. Má slabú adsorbciu a typické dvojčatné lamelovanie.

Z karbonátov radu Mg-Ca možno na základe opísaných generácií žilných výplní, ktoré sa navzájom prenikajú, vymedziť asi takýto sled vylučovania minerálov (od najstarších po najmladšie):

1. *dolomit tvoriaci základnú masu*;
2. *epigenetický dolomit* v žilkách I. generácie;
3. *vylučovanie pyritu* na hraniciach epigenetických žiliek druhej a štvrtej generácie;
4. *vylučovanie magnezitu a dolomitu* v žilkách, časove veľmi blízkych druhej generácii, doprevádzané kremeňom.

Chemická analýza opísanej vzorky:

SiO ₂	0,05 %
R ₂ O ₃	2,24 %
CaO	26,7 %
MgO	29,1 %
CO ₂	42,01 %

Z ostatných minerálov, ktoré vystupujú ako akcesórie a spravidla vyplňujú intergranulárne priestory, boli identifikované: *chlorit*, *kremeň*, *sericit* a *mastenec*.

Tieto minerály vystupujú s grafitickým pigmentom na miestach, kde bol magnezit pod tlakom (tab. V, obr. 4). Tu nachádzame uzavreniny rutilu, zirkónu, granátu a apatitu. V nadložných partiách možno nájsť mastenec, ktorý je vo väčšom množstve v grafitickej bridlici. Na jednom mieste v smernej poruche je veľké množstvo palygorskítu.

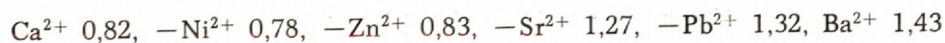
Zo sulfidických minerálov je najhojnejší pyrit. Z grafitickej bridlice sme z tesného styku s ložiskom odobrali vzorku. Štúdium jej nábrusu ukázalo, že nejde o hydrotermálne zrudnenie, ale o pyritovú konkréciu väčších rozmerov. V dopadajúcom svetle pozorovať i druhotné posedimentačné účinky matemorfózy, prejavujúcej sa silným rozdrvením a opätovným vyhojením laterálne sekrečným kremeňom, ktorý medzi zrnkami pyritu tvorí typické sieťovité štruktúry. Pyrit po vyhojení kremeňom prešiel znovu deformačnými pochodmi, oxydoval a bol zatlačený hnedým opakným limonitom a goetitom. Na ložisku ho miestami zatlačuje magnezit a vzácne i žilný dolomit. Tetraedrit sme zatiaľ študovali iba makroskopicky.

Zhodnotenie spektrálnej a kvantitatívnej analýzy

Spektrálne analýzy vzoriek z ložiska robil ÚVR, Kutná Hora. Na základe tabuľky 1 možno zistené elementy považovať buď za hydrogénne minerály, ako dolomit, magnezit, silikáty a sulfidy, alebo za izomorfnú prímies magnezitu a iných minerálov. Z izomorfných prímies v magnezite sa uplatňuje najviac Fe, menej Ca a Mn. Izomorfná prímies Ca, Fe, Mn v magnezite je podložená veľkosťou ich iontových polomerov:

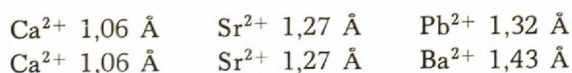


Koncentrácia Fe nastala pravdepodobne aj pri hydrotermálnom prínose. Podobne ako stopovú izomorfnú prímies aj Co, Ni, Zn, Sr a Ba možno zaradiť na základe iontových polomerov:



Stopové elementy pri zastúpení tvoria určité skupiny, podľa iontového polomeru. Zo skupiny uhličitanov možno týmto spôsobom lepšie vysvetliť zastupovanie Pb, Zn, Sr, Ba, ktoré sa môžu lepšie zastupovať s vápnikom ako s horčíkom.

Izomorfia Sr alebo Pb s vápnikom je usnadnená práve ich blízkymi iontovými polermi. To isté možno povedať aj o Ba. Z toho dôvodu môžeme vyznačiť:



Spektrálna analýza dolomitu sa nelíši od magnezitu stopovými prvkami. Lubenícky magnezit má vyšší obsah týchto prvkov: Ba, Sr, Na, Sb, Ti. Na ložisku

sme zistili aj Yb. Pomerne bohatší obsah oproti ostatným ložiskám treba hľadať v neďalekej turčockej žule. Chemizmus okolitých hornín sa nelíši podstatne od bežných elementov.

Grafitická bridlica má zvýšený obsah Al a Fe. Železo je tu buď ako izomorfná prímes za Mg v oxydických zlúčeninách alebo priamo z pyritu a limonitu. Väzba Y a Yb nie je zatiaľ vyriešená. Dá sa predpokladať, že Mo sa viaže adsorbčne na grafit.

Niže uvádzam tabuľky spektrálnych analýz magnezitu, dolomitu a okolitých hornín.

Záver

Z úžitkových nerastov a kameňov na študovanom území je biely kryštalický vápenec a magnezit. Biely kryštalický vápenec sa ťaží v neďalekom lome a používa sa na stavbu ciest. Väčšie kusy nad lomom Amág sa ťažili ako mramor.

Z hľadiska hospodárskeho však najväčšiu cenu má magnezit. Na pomerne malom území sú tu tri ložiská, z ktorých Lubeník je zatiaľ najväčší. Avšak pri systematickom prieskume ďalších dvoch ložísk Hlinka a Chyžnia Voda možno očakávať, že ide o ložiská veľkej hospodárskej ceny. Ich ďalší prieskum bude nutný aj preto, že pri veľkej kapacite postaveného závodu v Lubeníku bude potrebné zabezpečiť surovinu predovšetkým z blízkeho okolia. Pokračovanie prieskumu na ložisku Lubeník nám dá odpoveď nielen na to, v akom tektonickom vzťahu k okoliu ložiska sú spodné partje, ale hlavne o rozložení magnezitovej suroviny v tých častiach, ktoré podľa starších prieskumných prác sú aj v hlbších partiách dolomitické.

M H B, n. p., Lubeník

LITERATÚRA

- [1] Angel, Trojer F., 1955: Zur Frage des Alters und der Genesis Alpiner Spatmagnesite. Radex-Rundschau, str. 374—392. — [2] Andrusov D., 1943: Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. SV, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1950: Zpráva o výskume nerastných ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. PŠGÚ, Bratislava. — [4] Betechtin A. G., 1950: Mineralógia. — [5] Kunžvart M., 1954: Zpráva o orientačnom výskume ložísk magnezitu na Slovensku. Vestník ÚÚG., roč. XXIX. — [6] Leitmeier H., 1953: Die Entstehung der Spatmagnesiten der Ostalpen. Tschrm. Min. u. Petr., Mitt. 3, Nr. 4, PP 305—331. — [7] Máška M., 1956: Niektoré problémy metalogenézy a hľadania rudných ložísk v Spišsko-gemerskom Rudohorí. Zpráva za rok 1953/54. — [8] Máška — Fusan — Zoubek, 1953: Dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gem. rudohoria. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [9] Logvinenko V. N. — Zabolotnaja K. N., 1954:

Označenie vzorky	Opis vzorky	Číslo analýzy	Ag	Al	As	B	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Mg	Nm	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Yb	Zn
č. 2.	hrubokryšt. šedobiely	31915	?	.	.	.	-	.	-	.	-	+	○	?	○													
č. 4.	hrubokryšt. biely	31916	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
č. LK. 2.	hrubokryšt. biely	31917	.	.	.	?	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
LK 1.	hrubokryšt. bielošedý nesep.	33425	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○							?	.				
č. 23.	hrubokryšt. belavý žilný	33427	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
č. 5.	hrubokryšt. bielošedý	33428	○	?	.	.	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
č. 21.	hrubokryšt. biely	33431	-	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
č. 6.	svetlý hrubokryšt.	33432	○	.	-	.	-	+	○	.	.	○												
č. 1.	kusový hrubozrnný	31918	○	.	.	.	○	-	.	?	.	-	+	○	.	.	?	○										
č. 3.	kusový hrubozrnný	31919	○	.	.	.	-	.	-	.	-	+	○	?	.	○						?						
č. 5.	kusový tmavošedý	31920	-	.	.	.	-	.	-	.	-	+	○	.	.	?	-											
č. 6.	kusový belavý, hrubokryšt.	31921	-	.	.	.	-	.	-	.	-	-	+	○	.	.	-											
č. 7.	kusový, belavý, hrubokryšt.	31922	○	.	.	.	-	.	-	.	-	+	○	.	.	-						?						
č. 8.	kusový belavý, hrubokryšt.	31923	○	.	.	.	○	-	?	.	-	+	.	.	.	○												
č. 20.	kusový belavý, hrubokryšt.	31924	.	○	.	.	-	+	.	.	○	.	+											
č. 10.	jemnozrnný tmavošedý	33435	.	-	.	.	-	.	-	.	-	-	+	○	○	.	.	-										
č. 21.	jemnozrnný tmavošedý	33436	?	○	.	.	-	.	-	.	-	+	○	.	.	.	○	.	?									
LK 8.	hrubokryšt. kusový biely	33429	?	○	.	?	-	?	.	-	-	+	○	○	.	.	-											
LK 9.	hrubokryšt. kusový biely	33430	-	.	.	.	-	?	.	-	-	+	○	○	.	.	-											

+ podstatné (1 %); - podradné 1-0,1 %; ○ vedľajšie (0,1-0,01 %); (.) stopové (pod0,01 %); ? problematické.

Tabuľka 2

Dolomit

Označenie vzorky	Opis vzorky	Číslo analýzy	Ag Al As B Ca Cd Co Cu Fe K Mg Mn Na Ni Pb Sb Si Sn Sr Ti Zn																			
			Ag	Al	As	B	Ca	Cd	Co	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti
LK 6.	hrubokryšt. tmavošedý	33433	.	-	.	?	+	.	.	-	?	+	o	o	.	.	.	-	o	.	.	.
LK 3.	jemnozrnný šedý	33434	-	.	.	.	+	.	?	.	-	-	+	o	o	.	.	.	-	.	.	.
č. 22.	biely žilný	33437	+	.	.	-	.	+	o	o	.	.
LK 6.	biely žilný	33438	+	.	.	-	.	+	o	.	?	.	.	o
LK 12.	biely žilný	33439	+	.	.	-	.	+	o

Tabuľka 3

Spektrálna kvalitatívna analýza hornín

Označenie vzorky	Opis vzorky	Číslo analýzy	Ag Al Ba Ca Cd Co Cr Cu Fe Ga K Li Mg Mn Mo Na Ni Pb Sb Se Si Sn Sr Ti V Y Yb Zn																											
			Ag	Al	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Sb	Se	Si	Sn	Sr	Ti	V	Y	Yb	Zn
LK 4.	grafit. piesč. bridl.	31925	?	+	.	-	.	o	o	+	.	-	?	-	+	.	.	-
LK 7.	grafit. piesč. bridl.	31926	-	+	.	-	.	o	o	+	.	-	.	-	+	.	.	-	o
LK 11.	grafit. váp. bridl.	31927	.	-	.	+	.	.	o	+	.	-	.	+	-	-	.	o	o
č. 12.	sedim. vápenec so žilným dolomitom	31928	-	.	+	-	-	-	.	+	o	.	o	.	.	-	o
č. 19.	grafit. karbonatické bridlice s pyritom	31929	.	o	-	.	o	-	+	.	?	?	-	o	o	o	-	-	.	+

Diagnostika karbonátnych minerálov metódou okrašiváania. Zapiski Vsesojuz. min. obšč., II. ser. vyp. 3. — [10] Petraschek W., 1932: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — [11] Redlich K. A., 1956: Die Magnesitvorkommen in ČSR. Vestník SGÚ ČSR, roč. X, č. 3–4. — [12] Trdlička SD., 1956: Mineralogia slovenských magnezitov (oblasť Lučenca a Hnúšťa). Dielčia zpráva I. Ústav pre výskum rúd. Kutná Hora. — [13] Trdlička SD., 1956: Mineralogia slovenských magnezitov (oblasť Košice). Dielčia zpráva II. Ústav pre výskum rúd, Kutná Hora. — [14] Trdlička SD., 1957: Mineralogia slovenských magnezitov (Lubeník). Dielčia zpráva III. Ústav pre výskum rúd. Kutná Hora. — [15] Tápák M., 1956: X. jubilejný sjazd Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri SAV v Košiciach v dňoch 8.–11. IX. 1956. Kompletný sjazdový sprievodca. Geol. práce, Zoš. 46. — [16] Zorkovský B., 1955: K otázke vzniku magnezitov. Geol. Sbor. SAV, Roč. VI, č. 1–2.

JOZEF GULA

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER MAGNESITLAGERSTÄTTE LUBENÍK UND IHRER UMGEBUNG

In der Umgebung der Magnesitlagerstätte habe ich folgende geologische Einheiten kartiert.

1. Veporides Kristallinikum;
2. Perm;
3. Gemerides Paläozoikum — magnetisches Karbon;
4. Granit von Turčok;
5. Quartär.

Vom Standpunkte der Aufsuchung neuer Magnesitlagerstätten ist das magnesitische Karbon das wichtigste. Ich habe hier folgende Abteilungen begrenzt:

1. den durch graphitische Phyllite und graphitische Schiefer mit geringer Menge von Diabastuffiten und sandigen Kalken gebauten liegenden Komplex;
2. die durch Magnesitlinsen, Dolomite, kristalline Kalke und durch mächtige Tuffitlagen gebaute mittlere karbonatische Abteilung;
3. den hangenden Komplex schieferiger Sandsteine.

Dem Profil A—B nach ist die Schichtenfolge in der mittleren Abteilung folgend:

- a) Graphitische Phyllite;
- b) Graphitischer Schiefer mit Diabastuffiten;
- c) Dolomit;
- d) Crinoidenkalk;
- e) Magnesit;
- f) Weisser kristalliner Kalk;
- g) Diabastuffe und -tuffite;
- h) Graue Kalke mit Diabastuffitlagen.

Der submarine, exhalative Vulkanismus äusserte sich in dieser Abteilung nicht bloss in einer Sedimentationsperiode, sondern einigemal nacheinander. Es ist unmöglich eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Impulsen festzustellen, da man in den weissen kristallinen Kalken in unregelmässigen Intervallen wechsellagernde feine Tuffitschichtchen beobachtet.

Das Liegende der Lagerstätte selbst ist durch Gesteine, die man grösstenteils bei allen Magnesitlagerstätten des südlichen Magnesitzuges beobachten kann, gebaut und ihre Folge ist:

1. Graphitische Phyllite und Schiefer;
2. Diabastuffite und -tuffe;
3. Crinoidenkalk;

4. sandige Kalke und Schiefer;
5. bankige Dolomite;
6. graphitischer Schiefer;
7. Magnesit.

Auf Grund der letzten Untersuchungen der Magnesitlagerstätten sowie der Lagerstätte Lubeník kann man auf den Lagerstätten einige Sedimentationsfazies unterscheiden, die auf die Verschiedenartigkeit des Magnesitrohstoffes hinweisen.

Der Magnesit ist auf der Lagerstätte in einigen Typen zu finden; von den Breuneriten bis zu den rein graphitischen Typen. Diese Typen unterscheiden sich voneinander sowohl vom chemischen Standpunkte, als auch nach der Grösse der Kristalle:

1. $MgCO_3$ I. feinkörnig, mit kleinem Gehalt an Fe und Graphit;
2. $MgCO_3$ II. grobkristallin;
3. $MgCO_3$ III. feinkristallin, mit grossem Fe-Gehalt;
4. $MgCO_3$ IV. schwarz, feinkristallin, mit grossem Gehalt an graphitischen Pigment.

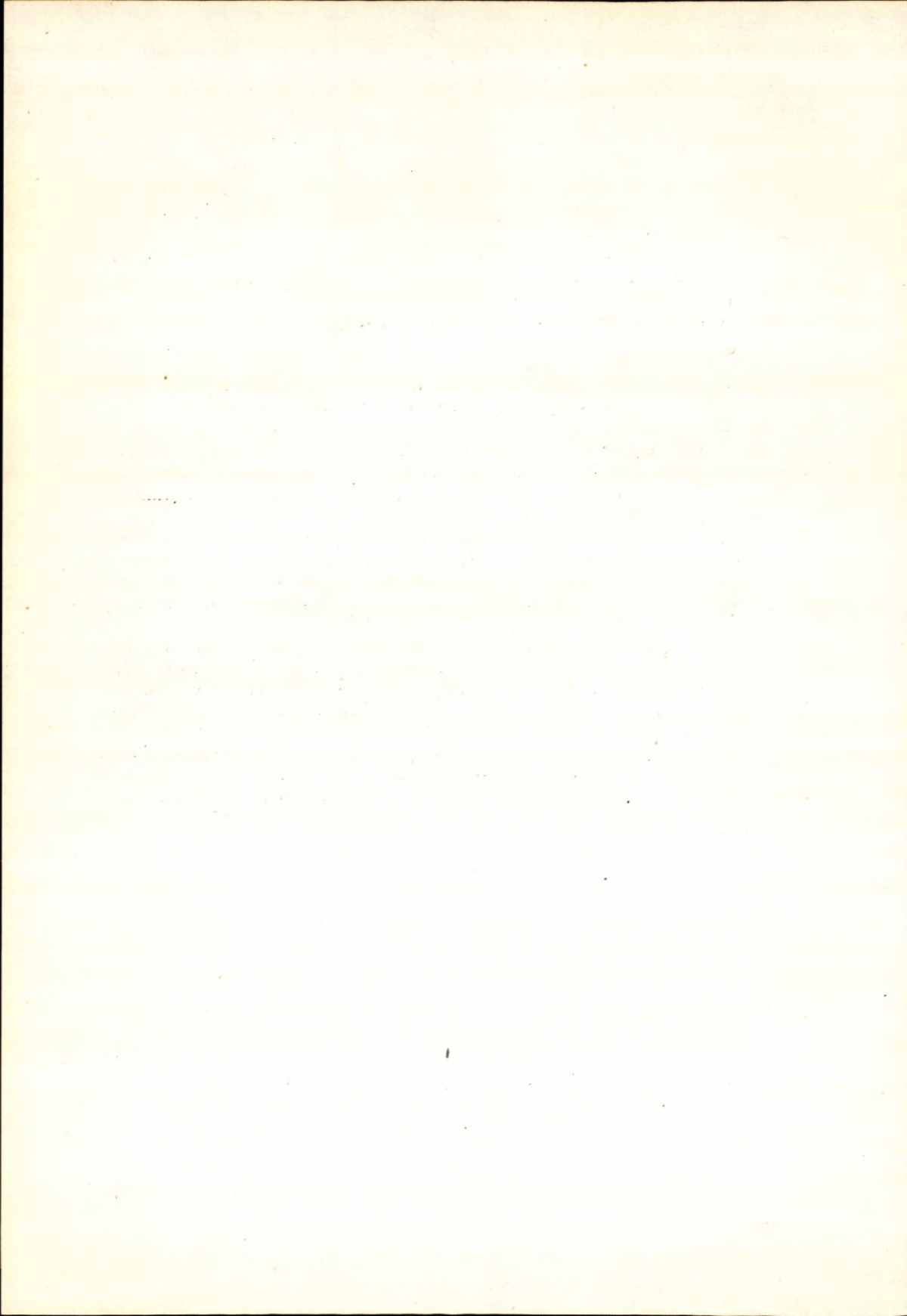
In den Randpartien, wo der Magnesit grosse Kristalle bildet, diene die grosse Menge der graphitischen Substanz als eine gewisse „Kristallisationsblende“ bei der Bildung der Kristalle. An den Stellen, wo die Mg-Lösungen frontal in der wenig gestörten Zone vorrückten, kann man auf der Umrandung des Dolomit-Magnesites ein dunkleres Einsäumen beobachten. Man kann es als „graphitische Front“ bezeichnen, da es nebst der graphitischen Substanz auch pelitische Teile des ursprünglichen Dolomites und Kalkes enthält.

Mit Bezug auf die Tatsache, dass auf der Lagerstätte mehrere Magnesitarten vorkommen, kann man sagen, dass es sich hier um mehrere Mineralisationsperioden handelt, die in grösseren Zeitabständen nacheinander folgten. So kann man drei Magnesitarten identifizieren, die sich voneinander sowohl durch die Kristallisation, als auch durch den chemischen Gehalt unterscheiden.

Ausser selbständigen Linsen bildet Magnesit auch selbständige echte Gänge (Taf. II, Abb. 2). Diese Tatsache weist darauf hin, dass es sich um keine metasomatische Produkte, sondern um einen direkt aus Mg-Lösungen kristallisierten Magnesit handelt. Auf Grund dieser Beobachtung ist es wahrscheinlich, dass die Magnesite Produkte hydrothermal-metasomatischer Prozesse darstellen und älter sind, als die Siderite.

Vom Standpunkte der Aufsuchung neuer Magnesitlagerstätten ist die mittlere karbonatische Abteilung wichtig, die man auch bei grosser Mannigfaltigkeit von dem liegenden Komplex der graphitischen Schiefer durch den diabastuffitischen stratigraphischen Horizont unterscheiden kann.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.



JOZEF MICHALENKO

**PREDBEŽNÁ ZPRÁVA
O VÝSKYTE MOLYBDENITU V MUSKOVITICKÝCH PEGMATITOC
A APLITICKÝCH ŽULÁCH V MALEJ ŽELEZNEJ DOLINE
V NÍZKYCH TATRÁCH**

(Kataster obce Partizánska Lupča)

Ú v o d

Ako geológ na prieskume dúbavského antimonitového ložiska od r. 1957 mal som možnosť zoznámiť sa medzi iným aj s opusteným antimonitovým ložiskom Malé Železné, ležiacim na južnom úpätí Klinu (1005 m), asi 500 m západne od údolia Lupčianky na ľavom brehu Malého Železného potoka, na SZ svahoch Nízkyh Tatier, okres Liptovský Mikuláš.

Tu som našiel značné koncentrácie makroskopicky dobre viditeľného molybdenitu v muskovitických pegmatitoch i v blízkosti ich kontaktov s aplitickými žulami. Nález molybdenitu je prvým v tomto okolí i v kryštaliniku Nízkyh Tatier vôbec. Stručný prehľad geologických pomerov okolia výskytu molybdenitového zrudnenia a niektoré všeobecné údaje podávam v ďalšom.

História ložiska Malé Železné

Presný vek objavenia ložiska nemožno zistiť. Je však najpravdepodobnejšie, že spadá do samého začiatku XVIII. storočia. Z literatúrnych prameňov sa však dozvedáme, že v r. 1791 v tomto okolí pracoval geológ-mineralóg J. von Fichtel, neskôr F. Beudant, Zipsler, L. Zejsner a iní. V rokoch 1863 až 1869 robil tu mapovacie práce D. Štúr, Wolff a Meier.

Roku 1924 na SZ svahu Nízkyh Tatier pracovali R. Kettner a A. Matějka. V roku 1927 veľmi podrobne študuje geologickú stavbu tejto oblasti J. Koutek (1930). V rokoch 1950—1951 robil tu základný a montanisticko-geologický prieskum kolektív českých a slovenských geológov pod vedením D. Andrusova, J. Koutka a V. Zoubka.

V rokoch 1954—1956 viedol geologické prieskumné práce na ložisku Malé Železné I. Kraviansky a E. Lisý. V tom čase sa na ložisku razili tri štólne: spodná, stredná a horná.

Prieskumné práce sa obmedzovali výlučne na výskyty antimonitového zrudnenia, kdežto o výskyte molybdenitového zrudnenia v početných pegmatitických telesách, geneticky starších ako kremenno-antimonitové žily, sa spomínaní i predošli autori v tejto oblasti vôbec nezmiňujú.

Prehľad geologických pomerov okolia ložiska

V okolí ložiska vystupujú žuly prašivského typu, často pretínané žilami sludnatých lamprofýrov i väčšími dioritickými intrúziami.

Na západe a východe ložiska žuly hraničí s chloritickými a sericitickými svormi, ktoré patria ku kryštalickým bridliciam Kliniska. Kontakt žúl a kryštalických bridlíc je zjavne magmatický, o čom svedčia početné apofýzy žúl do kryštalických bridlíc a značné množstvo xenolitov kryštalických bridlíc v geneticky mladších aplitických žulách. Tento zjav možno dobre pozorovať v štólne Horná, úvodný prekop ktorej priamo pretína kontakt nižšepomenutých hornín.

V nadloží kryštalických bridlíc ležia spodnoverfénske kremence. Bezprostredné okolie ložiska tvoria jemnozrnné až strednozrnné aplitické žuly — chemicky až ultrakyslé. Pretínajú ich syngenetické muskovitické pegmatitické žily, zrudnené makroskopicky dobre viditeľným MoS_2 a rudnými kremenno-antimonitovými žilami.

Geologická pozícia výskytu molybdenitu

Ako už bolo spomenuté, zrudnenie molybdenitu je lokalizované výlučne na pegmatitické žily a blízke kontakty s aplitickými žulami. Pegmatitické žily, nesúce molybdenitové zrudnenie, sú často pretínané kremenno-antimonitovými žilami, geneticky zjavne mladšími, so značným obsahom pyritu, galenitu a sfaleritu (makroskopicky sú tieto minerály dobre viditeľné).

Molybdenit v pegmatitických žilách o priemernej mocnosti 15—25 cm sa vyskytuje prevažne v ich nadložnej a podložnej časti. Veľkosť kryštálu molybdenitu lupienkovitej štruktúry dosahuje v priemere 3—5 mm. Zriedkavo sa nachádzajú radiálno-lupienkovité agregáty molybdenitu, veľké 10—15 mm.

Prítomnosť molybdenitu v pegmatitických žilách a na blízkyh kontaktoch (na vzdialenosti 0,1—0,3 m) s aplitickými žulami bola potvrdená makroskopickým i mikroskopickým pozorovaním a kvalitatívnou spektrálnou analýzou.

Spektrálna analýza vzorky, ktorú urobil J. Litomiský z Ústavu pre výskum rúd v Kutnej Hore, skytá tento obraz o jednotlivých prvkoch a o ich približnom kvantitatívnom zastúpení:

viac ako 1 %	Mo, Si
1—0,1 %	Al, Ca, Fe, Mg
0,1—0,01 %	Ba, Bi, Sb
menej 0,01 %	As, B, Be, Cd, Cu, Mn, Pb, Sn, Ti, Zn
problematické	Ag, Na
negatívne	Au, Co, Cr, F, Ga, Ge, Hg, In, K, Li, Nb, Ni, P, Rb, Se, Sr, Ta, Te, Tl, U, V, W, I, Ib, Zr.

Možno tu pozorovať značnú zmenu okolitej aplitickej žuly — greizenizáciu. Sú tu zastúpené prevažne dva typy greizenov: muskovitický a kremitý greizen.

Genetické pomery

Genetické pomery ložiska sú veľmi zložité. Spoločný výskyt molybdenitonošných pegmatitov (ložiská vznikajúce pri veľmi vysokých teplotách a v pomerne značných hĺbkach) a kremenno-antimonitových žíl (ložiská vznikajúce v pomerne malých hĺbkach pri veľmi nízkych teplotách) potvrdzuje zložitosť genetických procesov. Ide tu o uloženie mladšej nízkoteplotnej mineralizácie na geneticky staršiu vysokoteplotnú mineralizáciu. Molybdenitonošné pegmatity sa geneticky viažu na aplitické žuly kyslého až ultrakyslého zloženia. Aplitické žuly ako intruzívny komplex hornín pri orogenéze pretrhli obal kryštalických bridlíc, na kontaktoch s ktorými sa vytvorili početné molybdenitonošné pegmatity. Zrudnenie MoS_2 môžeme považovať za staropaleozoické.

Po dlhšom časovom odstupe a značnej denudácii intruzívneho komplexu aplitických žúl, kedy značná časť pegmatitických telies vystúpila na povrch v strednom paleozoiku variskej orogenézy, dochádza k uloženiu nízkoteplotnej a čiastočne strednoteplotnej mineralizácie na geneticky staršiu vysokoteplotnú molybdenitovú mineralizáciu.

Z á v e r

Ako je známe priemyselné ložisko molybdenitu možno rozdeliť na tieto genetické typy:

1. *pegmatitové*;
2. *kontaktné — metasomatické*;
3. *žilné hydrotermálne* (kremenné žily niekoľkých rudných formácií);
4. *ložiská rozptýlených siřnikových rúd* v hydrotermálne zmenených, obyčajne kremenených horninách, počítajúc do toho i ložiská porfýrických molybdenito-medených rúd;
5. *supergénne ložiská vulfenitu* v oxydačných zónach olovených a zinkových ložísk.

Väčšina svetlých pegmatitických ložísk molybdenitu nemá priemyselný význam, no niektoré z nich dosahujú aj priemyselné koncentrácie MoS_2 ; takéto ložiská sú známe v Kanade, Austrálii, v škandinávskych štátoch a v SSSR.

Výskyty molybdenitového zrudnenia na ložisku Malé Železné autor článku zadeľuje k pegmatitovému genetickému typu. I keď doposiaľ známe lokálne výskyty MoS_2 v Malom Železnom majú predbežne iba mineralogický význam, nie je vylúčené, že sa dôkladným geologickým prieskumom v blízkom okolí zistia nové priemyselné pegmatitické ložiská molybdenitu. Okrem toho genetická závislosť zrudnenia MoS_2 na určitom granitoidnom intruzívnom komplexe a lokalizácia rudných telies prevažne v samom intruzívnom komplexe upozorňujú nás aj na možnosť výskytu žilných hydrotermálnych ložísk MoS_2 v blízkom okolí, ktoré na rozdiel od pegmatitických ložísk majú prevažne priemyselný význam.

Všetky vyššie spomenuté fakty opodstatňujú ďalší komplexný, podrobný geologický prieskum oblasti výskytov molybdenitového zrudnenia.

Možné pozitívne výsledky prieskumných prác by obohatili našu surovinovú základňu farebných kovov o veľmi cenný kov strategického významu — molybdén.

V Dúbrave, 2. októbra 1958.

*Rudné bane, n. p.,
závod Dúbrava.*

LITERATÚRA

- [1] J. Koutek: Geologické štúdie na severozápade Nízkych Tatier. Zborník Státního geologického ústavu Čs. republiky. Ročník 1930, svazek IX. — [2] F. Slávik: Nerastopis a ložiská úžitkových minerálov Slovenska. Martin, 1951. — [3] I. Kraviansky: Zpráva o výsledkoch rudného prieskumu za rok 1955 na úseku Magurka—okolie. ZSPR — Lopej, 1955. — [4] V. I. Smirnov: Geologičeskije osnovy poiskov i razviedok rudných mestoroždenij. Moskva 1954.

Dipl. Geol. Dr. GÜNTER KRUMBIEGEL, Halle/Saale

GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE
DER BRAUNKOHLLENLAGERSTÄTTE GEISELTAL BEI HALLE/SAALE,
DDR*)

(Tab. VII—VIII)

Das Braunkohlenrevier des Geiseltales ist ein Teilrevier des mitteldeutschen Braunkohlengebietes westlich der Elbe. Es nimmt trotz seiner geringen Flächenausdehnung von ungefähr 60 km² unter den Revieren Mitteldeutschlands wissenschaftlich (durch seine einmaligen Fossilfunde) und volkswirtschaftlich (durch seine Kohlenmächtigkeiten, bis über 100 m im Westen und Osten des Revieres) eine ganz besondere Stellung ein.

Das Geiseltal liegt etwa 20 km südlich von Halle/Saale in der DDR. Es erstreckt sich von Mücheln in WNW—OSO—Richtung bis Merseburg. Die Längserstreckung beträgt etwa 16 km bei einer Breite von 0,5—5 km. Den Namen erhielt es von einem Bach, der Geisel, die westlich von Mücheln in den Schichten des Unteren Muschelkalkes (Trias) als Verwefungsquelle entspringt.

Im Rahmen der Geologie Mitteldeutschlands grenzt das Tertiärbecken des Geiseltales an einige grössere tektonische Einheiten: *Nordgrenze*: Teutschenthaler Sattel und Merseburger Buntsandsteinplatte; *West* und *Südgrenze*: Querfurt—Freyburger—Muschelkalkmulde; *Ostgrenze*: Merseburger Buntsandsteinplatte. (Abb. 1.).

Am geologischen Aufbau der Schichten im Gebiet des Geiseltales und seiner näheren Umgebung beteiligen sich Ablagerungen des *Paläozoikums* (Rotliegendes, Zechstein), des *Mesozoikums* (Trias: Buntsandstein, Muschelkalk) und des *Neozoikums* (Alttertiär: Mitteleozän; Quartär: Pleistozän [Mindel-, Riss-, Würm-Eiszeit], Holozän).

Alle genannten Schichten sind teilweise in Tiefbohrungen, zumeist aber in Oberflächenaufschlüssen anzutreffen.

*) Vortrag, gehalten am 10. November 1958 im Rahmen der Veranstaltungen der Mineralogisch-Geologischen Gesellschaft der Tschechoslowakei in Bratislava, ČSR.

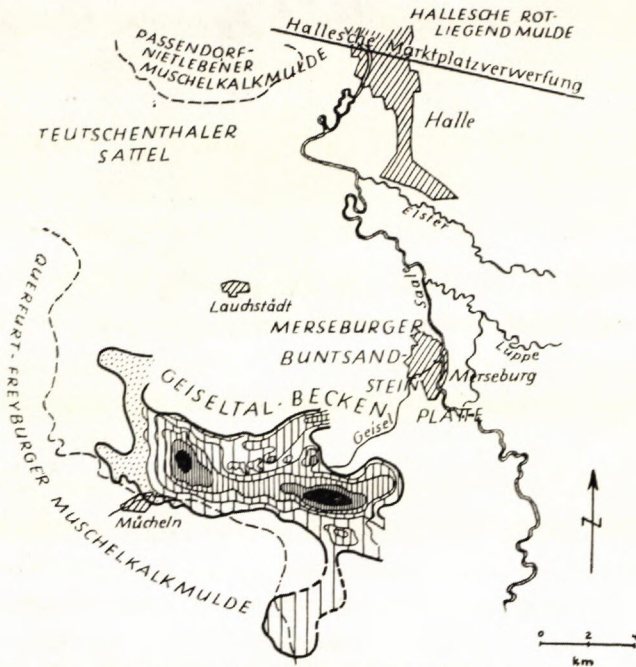


Abb. 1: Die tektonische Lage des Geiseltalbeckens im Rahmen der Geologie Mitteldeutschlands. Im Geiseltalbecken ist die Tiefenlage der Flözbasis in 25 Meter-Isohypsen angegeben. Die dichteste Senkrechtschraffur und schwarz: hier liegt die Braunkohle unter Normalnull.

Der Buntsandstein (nördliche Talhänge des Geiseltales) bildet eine bis 1000 m mächtige Schichtenfolge von Sandsteinen, sandigen Schiefen und Tonschiefern, die z. T. buntfarbig, überwiegend durch Eisenoxyd rotgefärbt sind. Im Oberen Buntsandstein (Röt) kommen bunte Gipse und steinsalzführende Mergel vor. Diese durch Verwitterung und Erosion leicht zerstörbaren Gesteine wurden in vor- und frühtertiären Zeit im Geiseltal z. T. wieder abgetragen. Die dabei entstandene Senke im Bereich des Röts mit ihren teilweise wasserstauenden Schichten gab im Tertiär zusammen mit anderen Faktoren (Salzauslaugung, subtropisches bis tropisches Klima) im Geiseltal Anlass zur Bildung von Braunkohlenmooren.

Der Muschelkalk wird vorwiegend vertreten durch Kalke und Kalkmergel, die z. T. harte Leitbänke und Werksteinbänke (Steinbruchbetriebe) bilden. Es kommen aber auch stellenweise plattige Dolomite sowie Mergel mit Gipsen und Salzen vor. Die südlichen Talhänge des Geiseltales werden von Schichten des Muschelkalkes gebildet.

Von vorherrschend geologischer, aber auch wirtschaftlicher Bedeutung für das Geiseltal sind die Ablagerungen des Paläogens (Alttertiär). Auf Grund der Fossilfunde konnten die tertiären Schichten ins Mittlere Eozän eingestuft werden.

Über einer stellenweise sehr mächtigen „Liegenden tertiären Stufe“, bestehend aus Kiesen, Sanden und Tonen, folgt das örtlich bis 100 m (im Durchschnitt 40—70 m) mächtige Geiseltalbraunkohlenflöz. Dieses wird durch zwei Hauptmittel (Unteres und Oberes Hauptmittel) in drei Flözabschnitte (Unter-, Mittel-, Oberkohle) gegliedert. Die einzelnen Flözabschnitte überlagern sich dachziegelartig von Norden nach Süden, bzw. von Nordosten nach Südwesten. Diese Lagerung steht im Zusammenhang mit der während des Tertiärs, aber auch heute noch stattfindenden Salzauslaugung von Schichten Zechsteins, die das gesamte Gebiet im tieferen Untergrund unterlagern. Die ständige Salzauslaugung war Anlass für die Bildung des sehr mächtigen Geiseltalflözes.

Infolge weiträumiger epirogenetischer Hebungen und anschließender Erosion im Geiseltalgebiet zur Zeit der Kohlenbildung entstanden im Flöz mehrere Diskordanzen.

Besondere Bedeutung für die Genese der Braunkohle des Geiseltales besitzt die im Flöz zu beobachtende Bänderung (hervorgerufen durch verschiedene Farbe der Kohlschichten), die durch den Wechsel geringmächtiger heller Schwelkohlenbänder und mächtiger dunkler Kohlschichten gekennzeichnet ist. Es lassen sich daher Kohlenfazies beobachten: eine *normal gebänderte* und eine *dunkle Kohlenabfolge*. In beiden ist eine Schwellen- und eine Beckenfazies zu erkennen. Auf Grund feinstratigraphischer, geologischer Untersuchungen der Braunkohle des Geiseltales ist eine Gliederung der dortigen tertiären Niedermoores in verschiedene Vegetationszonen möglich. Man erkennt von aussen kommend bis ins Moorzentrum folgende Bereiche: Trockenwald — Wald- und Buschmoore (Sumpf-Galerie-, Bruchwälder) — Riedmoor (Verlandungszone) — Offener Moorsee.

In der Braunkohle des Geiseltales treten in fast allen Tagebauen anorganische Gemengteile auf. Es kommen sowohl syngenetische, als auch epigenetische Mineralien vor. Im Geiseltal treten die Mineralien Kalk, Quarz, Schwefeleisen, Gips, Schwerspat (Baryt) und Tonmineralien makroskopisch besonders in Erscheinung. Sie durchsetzen die einzelnen Schichten des Flözes in Form von Konkretionen oder Zwischenmitteln, füllen aber auch Klüfte und Spalten aus.

Kalk (CaCO_3) bildet die wichtigste anorganische Einlagerung. Die Kalkvorkommen liegen in den Tagebauen am Nordostrand der Querfurt — Freyburger — Muschelkalkmulde. Lieferungsgebiet und Ausfällungsort des Kalkes stehen in engem Zusammenhang. Es sind makroskopisch amorph aussehende (Kalksprenkelkohle, Rogenkalk, Anthrakonite oder Kohlenkalkstein) und kristalline (honiggelber, sekundärer Kalkspat und Kalzitsphärite) Kalkvarietäten zu beobachten.

Bisher einmalig sind kugelförmige Riesenkalzitsphärite (27 Stück) von 1,50 m bis 1,90 m Durchmesser, einem Umfang bis 5,50 m und einem Gewicht zwischen 6 bis 8 Tonnen. Es sind geologische Naturdenkmäler, (Taf. VIII, Abb. 2.) Alle

Kalke entstanden durch Sammel- und Umkristallisation während und im Anschluss an die Torfbildung.

Der Kalk spielt eine wichtige Rolle bei der Erhaltung der im Geiseltal auftretenden Pflanzen- und Tierfossilien. An Baumstämmen verursachte er eine regelrechte Verkalkung. Ferner neutralisierten die ins Moor einfließenden kalkhaltigen Karstwässer die pflanzlichen Säuren (Humussäuren), wodurch eine Auflösung des Knochenkalkes der tierischen Reste verhindert wurde und diese erhalten blieben. (Daneben spielte bei der Fossilisation im Geiseltal die rasche Einbettung der Tierleichen ins Sediment durch Katastrophen auch eine wichtige Rolle.)

Ausscheidungen von Quarz (SiO_2) bzw. Keiselsäureanhydrid kommen ebenfalls häufig vor. Es werden Einkieselungen, hauptsächlich an Sandlinsen und — mittel gebunden, sowie echte Verkieselungen (verkieselte Xylite) angetroffen.

An sekundären Mineralien ist Schwefeleisen (FeS_2) zu erwähnen, das als regulärer Pyrit und als rhombischer Markasit in konkretionärer Form auftritt. Eine besondere Erscheinungsform des Schwefeisens sind stalaktitische Pyrite.

Gips und Schwerspat spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Über dem Braunkohlenflöz folgt im Geiseltal die „Hangende tertiäre Stufe“, die aus stark eisenschüssigen, fluviatilen Sanden und Kiesen besteht, in die stellenweise pflanzenführende Tonlinsen und Kohleflözchen eingelagert sind.

Das gesamte Tertiär wird diskordant überlagert vom Pleistozän. Es sind drei mächtige Geschiebemergel mit nordischen Geschieben, Schmelzwassersande und — kiese (Zeuchfelder Sande, Flussschotter der Unstrut [Körbisdorfer Terrasse] und Saale), Becken- und Bändertone (Kriechauer-, Bruckdorfer-, Dehlitzer-Bändertone) und Löss entwickelt. In drei Vorstößen, einmal während der Elster-Eiszeit (Mindel-Eiszeit), zweimal während der Saale-Eiszeit (Riss-Eiszeit), drang das Eis von Norden kommend ins Gebiet des Geiseltales vor und überfuhr dasselbe oder drang als Gletscherzunge im Geiseltal aufwärts nach Westen vor. In der Weichsel-Eiszeit (Würm-Eiszeit) wurde dann der Löss abgelagert (Abb. 2.). Die Wirkung des vordringenden Eises ist heute im Braunkohleflöz unter anderem an grossen Eisaufpressungen erkennbar. (Besonders häufig sind diese Eissättel im mittleren Geiseltal anzutreffen.)

Die Ablagerungen des Holozäns sind im Geiseltal unbedeutend. Es sind Auelehme und -mergel, holozäne Torfe, Seekreiden und Schneckenmergel anzutreffen.

Neben der grossen wirtschaftlichen Bedeutung der Braunkohlen des Geiseltales ist diese Lagerstätte weit über die Grenzen Deutschlands in der ganzen Welt berühmt geworden durch die heute bereits über 35000 Funde zählenden Tier- und Pflanzenfossilien in der eozänen Braunkohle. Diese Fossilreste besitzen grosse Bedeutung für die stammesgeschichtliche Entwicklung und können in ihrem Wert nicht hoch genug eingeschätzt werden.

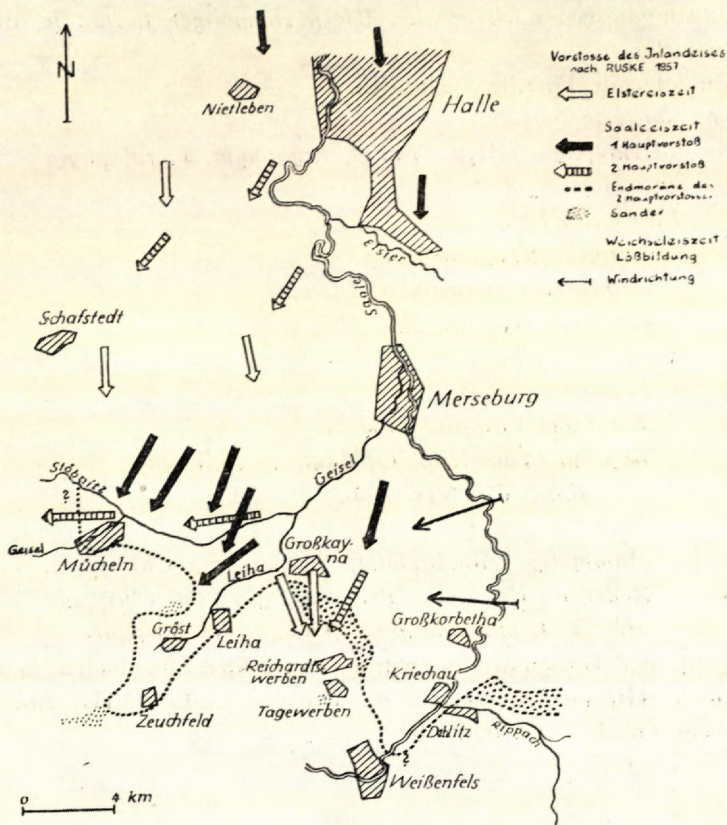


Abb. 2: Die Vorstöße des Inlandeises zur Zeit des Pleistozäns im Geiseltal und seiner weiteren Umgebung (verändert nach RUSKE 1957).

Man kennt Tierreste aus der Geiseltalbraunkohle bereits seit 1908. Aber erst seit 1926 wurden durch Initiative von Professor Dr. Johannes Weigelt diese Fossilien systematisch und quantitativ ausgegraben und nach den Methoden der Biostratonomie ausgewertet. Seit 1934 werden sie im Geiseltalmuseum in Halle/Saale gesammelt und ausgestellt. Die Ausgrabungen werden heute laufend durchgeführt.

Man beobachtet in der Braunkohle drei Typen von Fundstellen:

1. durch Gipsauslaugung im Röt entstandene *Einsturztrichter*, die mit Wasser angefüllt waren und von den Tieren als Tränke benutzt wurden;
2. *Leichenfelder*, flache, wannenartige Vertiefungen der damaligen Landoberfläche, die bei Hochwasserkatastrophen der Regenzeiten überschwemmt wurden und später austrockneten, wodurch das eingespülte und darin lebende Getier zugrunde ging. In neuester Zeit fanden sich

3. *Leichenansammlungen auch an den Ufern ehemaliger Bachläufe*, die in das Moor hineinfließen.

Es wurden folgende Fossilien gefunden:

Pflanzen: *Bacteria*

Pteridophyta (*Algae, Fungi, Bryophyta, Pteridophyta*)

Spermatophyta

Tiere: *Invertebrata*

Vermes (*Nematomorpha*)

Arthropoda (*Crustacea, Insecta*)

Mollusca (*Gastropoda*)

Vertebrata

Pisces

Amphibia (*Anura, Urodela*)

Reptilia (*Lacertalia, Ophidia, Testudinata,*

Crocodylia (Taf. VII, Abb. 1)

Aves

Mammalia (*Marsupialia, Insectivora, Chiroptera, Creodonta, Rodentia, Ungulata* [*Perissodactyla* [*Palaeohippidae* (Taf. VII, Abb. 3) *Lophiodontidae*], *Artiodactyla, Primates*).

Zur Bergung der Geiseltalfunde wurden drei Spezialmethoden angewendet: Paraffinmethode, Gipsmethode (nach R. Hagen) (Taf. VIII, Abb. 1) und Lackfimmethode (nach E. Voigt).

GÜNTER KRUMBIEGEL

GEOLÓGIA A PALEONTOLOGIA HNEDOUHOLNÉHO LOŽISKA GEISELTAL
PRI HALLE/SAALE, NDR*

(Tab. VII—VIII, 2 mapky)

Hnedouhoľný revír Geiseltalu je časťou stredonemeckej hnedouhoľnej panvy, ležiacej na západ od Labe. Napriek svojmu pomerne malému rozsahu (asi 60 km²) má tento revír v rámci uhoľných revírov stredného Nemecka osobitné postavenie vedecky (pre jedinečné nálezy skamenelín), i národohospodársky (mocnosť uhoľných slojov je i nad 100 m v západnej a východnej časti revíru).

Geiseltal leží asi 20 km na juh od mesta Halle/Saale v Nemeckej demokratickej republike a rozprestiera sa od Múcheln smerom ZSZ—VJV až po Merseburg; je dlhý asi 16 km a široký 0,5—5 km. Pomenovaný je podľa potoka Geisel, ktorý vyviera západne od Múcheln z vrstiev spodného lastúrnateho vápenca (*Muschelkalk* — trias).

V rámci geologickej stavby stredného Nemecka hraničí terciénna panva Geiseltalu s niektorými väčšími tektonickými jednotkami:

na severe sú to: teutschenthalské sedlo a merseburgská planina pestrých pieskovcov;

* Prednesené v rámci prednáškového cyklu Čs. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu v Bratislave dňa 10. novembra 1958.

na západe a juhu: querfurtsko-freyburgská kotlina lastúrnatých vápencov; na východe: merseburgská planina pestrých pieskocov (obr. 1).

Na geologickej stavbe vrstiev v oblasti Geiseltalu a jeho bližšieho okolia podieľajú sa usadeniny paleozoika (červená jalovina — *Rotliegendes*, *Zechstein*, spodný a vrchný perm), mezozoika (trias: pestrý pieskovec, lastúrnatý vápenec) neozoika (staršie trefohory: stredný eocén; kvartér: pleistocén [glaciálna doba *Mindel-Riss*, *Würm*], holocén).

Všetky uvedené vrstvy nachádzame sčasti v hlbinných vrtoch, prevažne však v povrchových odkryvoch.

Vývoj pestrého pieskovca (severné svahy Geiseltalu) tvorí až 1000 m mocné súvrstvie pieskocov, piesčitých bridlíc a ílovitých bridlíc, ktoré sú sčasti pestrofarebné, prevažne sfarbené do červena kyslíčkmi železa. Vo vývoji vrchného pestrého pieskovca (*Röt*) vystupujú pestré sadrovce a sliene, obsahujúce kamennú soľ. Tieto horniny, ktoré sa následkom zvetrávania a erózie ľahko rozpadávajú, boli pred a na počiatku terciéru v Geiseltale čiastočne odnášané. Takto vytvorená priehlbina v oblasti *Rötu* a jej vrstvy, ktoré neprepúšťajú celkom vodu, podmienili v terciéri spolu s inými činiteľmi (vyľuhovanie soli, subtropické až tropické podnebie) vznik hnedouhoľných rašeliníšť v Geiseltale.

Vývoj lastúrnateho vápenca je zastúpený prevažne vápencom a vápnitým slienom, ktoré vytvárajú tvrdé, výrazné lavice. Vyskytujú sa tu však miestami i doskovité dolomity a sliene so sadrovcami a soľami. Južné svahy Geiseltalu budujú vrstvy lastúrnateho vápenca.

Prevažne geologický, ale i hospodársky význam pre Geiseltal majú paleogénne usadeniny (staršie trefohory). Na základe nájdených skamenelín mohli byť trefohorné vrstvy zaradené do stredného eocénu.

Nad miestami pomerne mocným „bazálnym terciérom“, pozostávajúcím zo štrkov, pieskov a ílov, nasleduje miestami až 100 m (priemerne 40–70 m) mocný geiseltalský hnedouhoľný sloj, ktorý je rozdelený na tri úseky sloja (spodné, stredné a vrchné uhlie). Jednotlivé časti sloja ležia na sebe na spôsob škridlice na strechách (*dachziegelartig*) od severu na juh, poľahky od severovýchodu na juhozápad. Toto uloženie súvisí s vyluhovaním soli z „zechsteinských“ vrstiev, ktoré vytvárajú podložie celého územia. Stále vyluhovanie soli umožnilo vznik veľmi mocného geiseltalského sloja.

Vplyvom rozsiahlych epigogénnych pohybov a po nich nasledujúcej erózie v oblasti Geiseltalu v čase vzniku uhlia vznikli v sloji viaceré diskordancie.

Osobitný význam pre genézu hnedého uhlia Geiseltalu má pruhovanie, ktoré možno v sloji pozorovať (spôsobené rozmanitosťou farieb uhoľných vrstiev) a ktoré charakterizuje striedanie pomerne menších svetlých hnedouhoľných pruhov s mocnejšími tmavými vrstvami uhlia. Možno teda rozlíšiť dve uhoľné fácie: *normálne pruhovanú* a *tmavú*. V oboch rozoznávame vypuklú a upadajúcu fáciu.

Na základe podrobných stratigrafických a geologických výskumov hnedého uhlia v Geiseltale možno rozdeliť tamojšie nížinné rašeliniská do rozličných vegetačných zón. Rozoznáme tu (od povrchu do stredu) tieto zóny: suchý les — lesné a krovnaté močiare (bažiny, močiaristé lesy) — močiare rákosia (prechodná zóna) — močiaristé jazerá.

V hnedom uhli Geiseltalu vyskytujú sa skoro vo všetkých povrchových doloch anorganické prímеси. Nachádzame tu makroskopicky syngenetické i epigenetické minerály. Sú tu najmä vápenec, kremeň, sírník železitý, sádrovec, baryt a íl. Vyskytujú sa v jednotlivých vrstvách sloja vo forme konkrécií alebo vložiek, avšak vyplňujú aj pukliny a trhliny.

Vápenec (CaCO_3) tvorí najdôležitejšiu anorganickú zložku a vyskytuje sa v povrchových doloch na SV okraji querfurtsko-freyburgskej kotliny lastúrnatých vápencov. Oblasť znosu a výskytu vápenca vzájomne úzko súvisí. Makroskopicky možno pozorovať amorfné (škvrité vápnité uhlie, oolitický vápenec, antrakonit alebo uhoľný vápenec) a kryštalické (sekundárny medovožltý vápenec, vápnitý sferit) variéty vápenca.

Doteraz jedinečné sú obrovské guľovité vápencové sféry (27 kusov) o priemere 1,50 až 1,90 m, rozlohe až 5,5 m a váhe medzi 6 a 8 tonami. Sú to skutočné prírodné geologické pamätníky (tab. VIII, obr. 2). Všetky vápence vznikli kryštalizáciou a prekryštalizáciou v čase vzniku rašeliny a hneď po tom.

Vápenec hrá dôležitú úlohu pri zachovaní skamenelín fauny a flóry, vyskytujúcej sa v Geiseltale. Na kmeňoch stromov spôsobil doslovné zväpenatenie. Okrem toho krasové vody, obsahujúce vápenec, ktoré tiekli do močiarov, neutralizovali rastlinné šťavy (humusové šťavy) a zabránili tak rozpusteniu vápna v kostiach zvyškov zvierat, takže sa tieto zachovali neporušené. (Okrem toho pri fosilizácii v Geiseltale hralo dôležitú úlohu aj rýchle zasypanie odumretých zvierat sedimentami počas prírodných katastrof.)

Často sa vyskytuje aj vylučovanie kremeňa (SiO_2), resp. anhydritu kremičitého. Silifikácia postihuje najmä šošovky a vložky piesku, vyskytuje sa však aj úplné prekremenenie (silicifikované xylity).

Zo sekundárnych minerálov hodno spomenúť sírnik železitý (FeS_2), ktorý vystupuje vo forme konkrecionálnej ako pyrit a rombický markazit. Zvláštnou formou výskytu FeS_2 sú stalaktické pyrity.

Sadrovec a ťaživec hrajú tu len podradnejšiu rolu. Nad hnedouhoľným slojom leží v Geiseltale „nadložný terciér“, tvorený silne železitými, fluvialnými pieskami a štrkami, v ktorých sa miestami vyskytujú flóru obsahujúce ílovité šošovky a uhoľné slojky.

Nad celým terciérom diskordantne leží pleistocén. Sú to mohutné naplavené sliene so severskými naplaveninami, pieskami a štrkami, naplavenými roztopeným ľadom (zeuchfeldské piesky, riečne štrky unstrutské — körbisdorfská terasa — a saalské), íly a zlepcové íly (kriehauské, bruckdorfské, dehlitské zlepcové íly) a diluviálne usadeniny. V troch prúdoch, ráz počas elsterského glaciálu (*Mindel-Eiszeit*), dva razy v čase saalského glaciálu (*Riss-Eiszeit*) prenikol ľad zo severu do oblasti Geiseltalu a pokrýval ju, alebo prenikol vo forme ľadovcového jazyka smerom na západ. Vo vislovskom glaciále (*Würm-Eiszeit*) usadila sa sprša (obr. 2). Vplyv prenikajúceho ľadu možno dnes sledovať v hnedouhoľnom sloji, medzi iným tiež na ľadovcových výmolochoch (zvlášť časté sú tieto ľadové sedlá v strednom Geiseltale).

Sedimenty holocénu sú v Geiseltale málo významné. Sú to naplavené bahná a sliene, holocénne rašeliny, morská krieda a gastropódové sliene.

Popri veľkom hospodárskom význame je hnedouhoľné ložisko Geiseltalu známe ďaleko za hranicami Nemecka v celom svete svojimi, dnes už vyše 35.000 nálezmi skamenelín fauny a flóry z eocénneho hnedého uhlia. Tieto zvyšky fosílií majú veľký význam pre historický vývoj jednotlivých formácií a nemôžu byť dosť docenené.

Zvyšky zvierat z hnedého uhlia Geiseltalu sú známe už od roku 1908. Avšak od roku 1926 boli tieto skameneliny z iniciatívy prof. dr. Johannes Weigelta systematicky a vo veľkom počte zbierané a podľa biostratonomického metódy zhodnotené. Od roku 1934 sa ukladajú v geiseltalskom múzeu v Halle/Saale, kde sú vystavené. Vykopávky sa robia bežne aj teraz.

V hneedom uhli možno pozorovať tri typy nálezísk:

1. *prepadliny lievikovitého tvaru*, ktoré vznikli v období *Rötu* vyluhovaním sadrovca a naplnili sa vodou a tak slúžili zvieratám ako napájadlo;
2. *polia zahynutých zvierat*, ploché, vanovité priehlbieniny, vtedajšej pevniny, ktorá bola zaplavená v čase dážďov a neskôr vyschla, takže tam žijúca fauna zahynula.
3. Najnovšie sa našli hromadné *náleziská zahynutých zvierat* na brehoch bývalých korýt potokov, ktoré vtekali do močiarov.

Celkove sa našli tieto skameneliny:

Flóra: *Bacteria*,

Pteridophyta (*Algae, Fungi, Bryophyta, Pteridophyta*)

Stermatophyta

Fauna: *Invertebrata*:

Vermes (*Nematomorpha*)
Arthropoda (*Crustacea*, *Insecta*)
Mollusca (*Gastropoda*)

Vertebrata

Pisces

Amphibia (*Anura*, *Urodela*)

Reptilia (*Lacartalia*, *Ophidia*, *Testudinata*, *Crocodylia*) — tab. VII, obr. 1.

Aves

Mammalia (*Marsupialia*, *Insectivora*, *Chiroptera*, *Greodonta*, *Rodentia*, *Ungulata*
(*Perissodactyla*, [*Palaeohippidae* — tab. VII, obr. 2 — *Lophiodontidae*],
Artiodactyla, *Primates*).

Pri vykopávaní nálezov fosílií v Geiseltale sa používali tri špeciálne metódy: parafinová, sádrová (podľa R. Hagen a — tab. VIII, obr. 1) a metóda filmového laku (podľa E. Voigta).

Vysvetlivky k vyobrazeniam

Obr. 1: Tektonické polozenie geiseltalskej panvy v rámci geológie stredného Nemecka.

Obr. 2: Prenikanie ľadovcov v čase pleistocénu v Geiseltale a jeho širšom okolí (prepracované podľa Ruskeho, 1957).

Tab. VII.

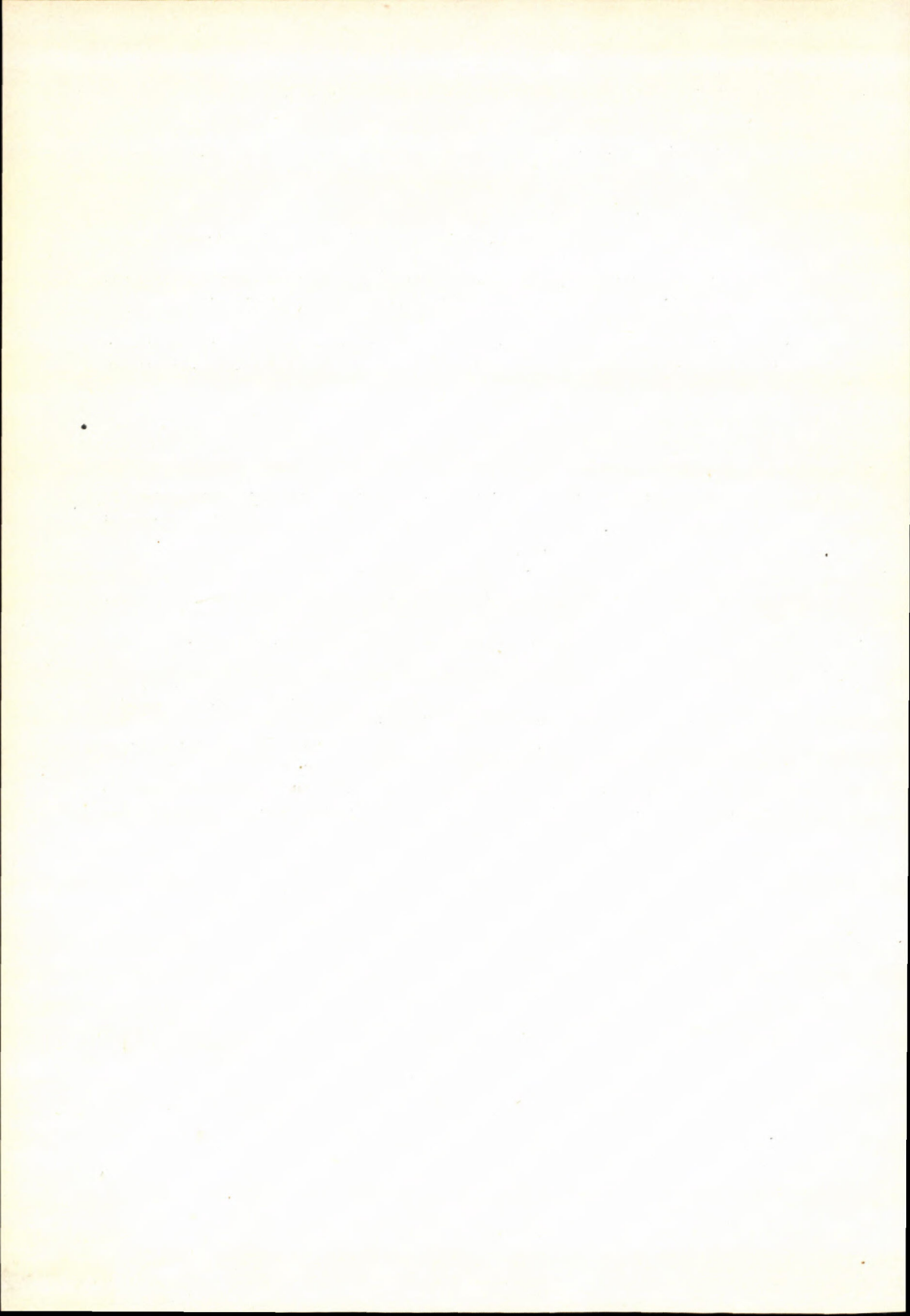
Obr. 1: Starodávny krokodíl (*Wegeltisuchus geiseltalensis* Kuhn) z eocénneho hnedého uhlia Geiseltalu.

Obr. 2: Kostra starodávneho koňa (*Palaeohippide*) z eocénneho uhlia Geiseltalu.

Tab. VIII.

Obr. 1: Kolektív geiseltalského múzea pri vyhrabávaní hlavy krokodíla sádrovou metódou z eocénneho hnedého uhlia povrchových dolov Neumark-juh (Geiseltal).

Obr. 2: Na dvore múzea pre dejiny vývoja zeme stredného Nemecka ako prírodný pamätník vystavený obrovský kalcit sferit (objem 4,86 m), vedľa neho 2 časti asi 5 m vysokého zväpáteného kmeňa stromu. Obidva nálezy pochádzajú z eocénneho hnedého uhlia povrchovej ťažby v Múcheln (Geiseltal). Uprostred obr. eratický blok (Rapakiwi — granit) z pleistocénu.



VENDELÍN RADZO

MINERALOGICKO-CHEMICKÝ ROZBOR BENTONITU OD FINTÍC, OKRES PREŠOV

(*Nemecké resumé*, tab. IX—X)

Úvod

V práci podávam mineralogický rozbor bentonitu od Fintíc neďaleko Prešova. Hlavnou minerálnou zložkou bentonitu je montmorilonit, ktorý som zistil orientačnými skúškami vo vzorkách ešte v r. 1954. V nasledujúcich rokoch po ďalšom zbieraní vzoriek spracovával som tieto laboratórne. Výsledky spracovania podávam v tejto práci.

Geologické pomery

Na okolí Fintíc vyskytuje sa niekoľko polôh bentonitových ílov s obsahom montmorilonitu, vystupujúcich na povrch spod sprašových a svahových hĺn. Dobre odkrytý je východ na SZ konci obce, v odkopanom brehu cesty, na styku s lavicami pieskovca. Podstatnú časť pieskovca tvorí jemnozrnný kremeň, úlomky živcov, miestami lístočky muskovitu, glaukonit, apatit, pričom prevládajúcou tmeliacou zložkou je kalcit s limonitom.

Bentonit je zvlášť pri povrchu hrudkovitý a pôsobí preto dojmom sedimentárnej brekie. Hrudky sú obyčajne veľkosti orecha, tmelené jemnozrnným ílom. Hrudky majú tvrdosť 2, dajú sa krájať nožom; na vzduchu vysušené sú sivobielej farby s odtieňom do zelena. Pri dotyku na jazyk sú značne prilnavé. Popri hrudkovito-brekiovitom bentonite vyskytuje sa aj značne plastický, jasného zeleného sfarbenia.

Bentonit sa vo vode rýchle rozpadáva a má značnú schopnosť napučievania. V nadbytku vody tvorí žltobielu suspenziu s rýchle sedimentujúcimi hrudkovitými, nenapučievajúcimi časticami montmorilonitu.

Neďaleko spomenutého východu bol urobený vrt do hĺbky 81 m, ktorého profil podľa B. Lešku (1954) je tento:

- 0–6,5 m zvetrané jemnopiesčité íly, farby žltoranžovej
 13 tmavosivé íly
 22 piesčité íly
 24 ílovitý pieskovec
 25,05 bentonit (strata jadra asi 50 %)
 35,10 jemnopiesčité modrasté íly
 35,20 zlepenca 2–3 cm valúny
 36,30 ílovitý pieskovec
 37,30 bentonit
 41,50 jemnopiesčité íly
 41,70 bentonit (strata jadra asi 60 %)
 44,70 ílovité pieskovce
 61,25 jemnopiesčité íly
 62 ílovitý pieskovec
 67,0 jemnopiesčité sivomodré íly
 68 jemnopiesčité sivé íly s preplástkami uhlia asi 1 cm hrubé.

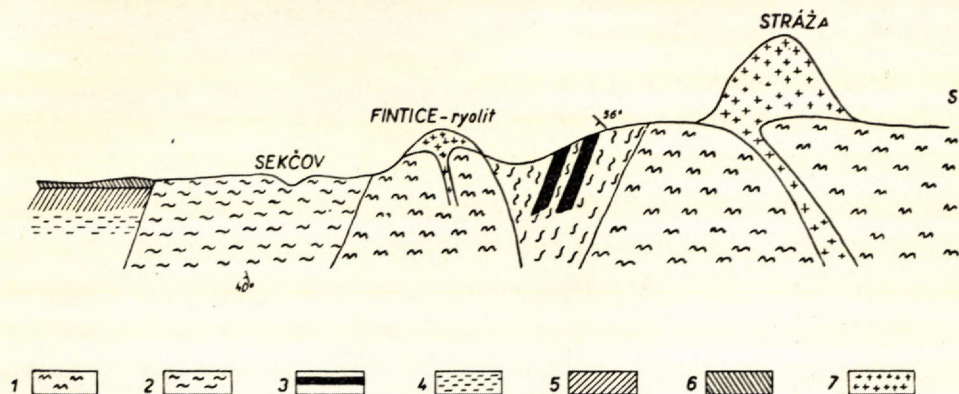
Geologická mapa okolia Fintíc podľa B. Lešku (1955)



1 — hlina; 2 — piesčito-slienité polohy, spodný miocén; 3 — bridličnato-pieskovcové polohy s mikrofaunou, eocén-oligocén; 4 — andezity; 5 — ryolity; 6 — spraš.

Takto boli zistené 3 polohy bentonitových vrstiev s mocnosťou 10; 4; 2 a 3 m, s najmocnejšou vrchnou polohou.

Vznik bentonitu sa najpravdepodobnejšie viaže na zvetrávanie sopečných produktov ryolitových vulkanických hornín, ktoré vystupujú JZ od Fintíc a zodpovedajú ich sedimentárnym produktom miocénnych usadenín.



Obr. 3: Schematický geologický profil na vrtnej čiare Fintice—Stráža (podľa V. Žureka, 1955). 1 — paleogén; 2 — 4. pásmo; 3 — bentonit; 4 — 3. pásmo; 5 — 2. pásmo; 6 — 1. pásmo (2—6. — spodný miocén); 7 — vulkanity.

Mechanický rozbor

Rozbor na sítach sa robil plavením vzoriek prírodného bentonitu dokonale rozplaveného vo vode s pridaním peptizačnej látky (Li_2CO_3). Získané suspenzie sa po 24 hod. splavovali v H_2O cez sítá 0,2 ČSN, 0,1 ČSN a 0,06 ČSN, čo zodpovedá 900 otv./ cm^2 ; 3600 otv./ cm^2 a 10 000 otv./ cm^2 .

Zloženie sít v tejto úprave hodí sa na praktické použitie, podľa stanovených zrnitostí ČSN pre bentonity. Zvyšky na jednotlivých sítach sa vysušili pri 110 °C a prevážili.

Vzorka bentonitu brekciovitého vzhľadu

Navážka = 117,75 g

a) zvyšok na sítach:

0,20 ČSN	900 otv./ cm^2	. . .	19,1 %
0,10 ČSN	3600 otv./ cm^2	. . .	29,9 %
0,06 ČSN	10000 otv./ cm^2	. . .	40,7 %

b) veľkosť zŕn v priemere:

0,6—0,2 mm	19,5 %
0,2—0,1 mm	10,8 %
0,1—0,06 mm	10,8 %
pod 0,06 mm	58,9 %

Minerálne zloženie častíc zvyškov pozorovaných pod stereoskopickým mikroskopom je toto:

Zvyšok na síte 0,6 ČSN: biele zrníčka cukrovitého vzhľadu s drobnými listočkami muskovitu, miestami pokryté limonitom; ide pravdepodobne o nenapučiavajúce častice montmorilonitu. Ďalej tam boli pozorované drobné šupinky biotitu, lignitické zvyšky, tmelené nenapučiavajúcimi zrníčkami, a kremenné opálovité zrnká.

Zvyšok na síte 0,2 ČSN: početne prevládajú biele nenapučiavajúce zrníčka montmorilonitu cukrovitého vzhľadu s drobnými listočkami biotitu; okrem toho sú prítomné lignitické tabuľkovité častice a opálovitý kremeň.

Zvyšok na síte 0,1 ČSN: prevládajú drobné zrníčka montmorilonitu cukrovitého vzhľadu s lignitickými časticami.

Zvyšok na síte 0,06 ČSN: podstatnú časť tvoria nenapučiavajúce častice montmorilonitu cukrovitého vzhľadu s drobnými lignitickými časticami. Miestami sú limonitizované listočky biotitu.

Vzorka čistého bentonitu hrudkovitého vzhľadu

Navážka 51,5 g

a) zvyšok na sitách:

0,20 ČSN	0,9 %
0,10 ČSN	4,5 %
0,06 ČSN	10,9 %

b) veľkosť zŕn v priemere:

0,6—0,2 mm	0,9 %
0,2—0,1 mm	3,6 %
0,1—0,06 mm	6,4 %
pod 0,06 mm	90,9 %

Minerálne zloženie zvyškových častíc pozorovaných pod stereoskopickým mikroskopom je toto:

Zvyšok na síte 0,2 ČSN: biele, mdlé, zrnité častice slabo napučivajúceho montmorilonitu, sklovité, lesklé zrníčka kremeňa s nepravidelným lomom, miestami zrníčka opálovitého charakteru a tabuľkovité listočky biotitu.

Zvyšok na síte 0,1 ČSN: podstatne sú zastúpené malé biele zrnité častice nenapučiavajúceho montmorilonitu, listočky biotitu a miestami zrníčka kremeňa.

Zvyšok na síte 0,06 ČSN: opäť sú to biele, mdlé zrníčka nenapučiavajúcich častíc montmorilonitu, listočky biotitu a miestami zrníčka kremeňa.

Chemické zloženie

Vzorka bentonitu hrudkovitého vzhľadu

	váh. %	mol. kvoc.	at. kvoc.
SiO ₂	61,37	1,022	1,022
TiO ₂	0,20	0,003	0,003
Al ₂ O ₃	14,14	0,139	0,278
Fe ₂ O ₃	1,38	0,009	0,018
CaO	2,11	0,038	0,059
MgO	2,40	0,059	0,038
MnO	st.	—	—
P ₂ O ₅	st.	—	—
K ₂ O	0,58	0,006	0,012
Na ₂ O	0,23	0,003	0,006
H ₂ O—	14,74	0,810	1,626
H ₂ O+	3,20	0,178	0,356
	<hr/> 100,35		

Molekulárne pomery:

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 1,022 : 0,147 = 6,95$$

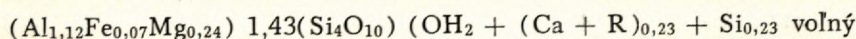
$$\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3 = 0,097 : 0,147 = 0,66$$

$$\text{H}_2\text{O}^+ : \text{R}_2\text{O}_3 = 0,178 : 0,147 = 1,21$$

Pre montmorilonit uvádza sa charakteristický pomer $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 4$, ba aj viac. Pri hodnote pomeru $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_2 = 3$, alebo menej než 3, radí sa minerál k beidelitu. I keď pomer $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_2$ pre montmorilonit a beidelit bol zostavený na základe početných experimentálnych pozorovaní a je dobrým vodidlom pre posúdenie určitého minerálu, podľa chemickej analýzy nevyjadruje vnútroštruktúrne vzťahy chemických prvkov, podieľajúcich sa na zložení minerálov.

Ešte väčší význam má chemická analýza ílových minerálov pre objasnenie izomorfnosti charakteristickej pre ílové minerály, a tým aj variácie ich chemického zloženia. Štruktúrno-chemické vzorce ílových minerálov sa zostavujú z prepočtov chemickej analýzy s využitím štruktúrno-chemických poznatkov.

Prepočítaním chemickej analýzy čistého prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu od Fintíc podľa vzorca, ktorý pre montmorilonit uvádza C. S. R o s s a S. B. H e n d r i c k s (1945) vychádza tento štruktúrno-chemický vzorec



Chemické zloženie nenapučiavajúcich častíc bentonitu hrudkovitého vzhľadu (s Ca^{2+} — montmorilonitom) je toto:

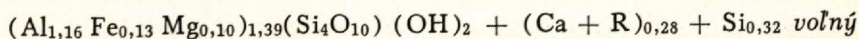
	váh. %	mol. kvoc.	at. kvoc.
SiO_2	62,63	1,042	1,042
TiO_2	0,31	0,004	0,004
Al_2O_3	14,44	0,142	0,284
Fe_2O_3	2,48	0,016	0,032
CaO	2,29	0,041	0,041
MgO	1,01	0,025	0,025
MnO	st.	—	—
P_2O_5	st.	—	—
K_2O	0,55	0,005	0,010
Na_2O	0,56	0,009	0,018
H_2O	16,10	0,894	
	100,37		

Molekulárne pomery:

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 1,042 : 0,157 = 6,64$$

$$\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3 = 0,046 : 0,157 = 0,30$$

Prepočítaním chemickej analýzy montmorilonitu vychádza tento štruktúrno-chemický vzorec:



Porovnaním štruktúrno-chemických vzorcov montmorilonitu zo vzorky čistého prírodného bentonitu hrudkovitého a jeho nenapučiavajúcich zložiek zisťujeme tieto rozdiely: zvýšenie Fe z $Fe_{0,07}$ na $Fe_{0,13}$ a zníženie Mg z $Mg_{0,24}$ na $Mg_{0,10}$ a $(Ca + R)$ z $(Ca + R)_{0,23}$ na $(Ca + R')_{0,28}$.

Pozornosť vzbudzuje voľný kremeň $Si_{0,24}$ a $Si_{0,32}$. Prebytok kremeňa jasne vyplýva aj z pomeru $SiO_2 : R_2O_3 = 6,95$ a $SiO_2 : R_2O_3 = 6,64$, ak pre montmorilonit je tento pomer okolo hodnoty $SiO_2 : R_2O_3 = 4$.

Voľný kremeň v uvedenom bentonite je pozorovateľný už pod stereoskopickým mikroskopom, väčšinou v podobe zŕn opálovito-sklovitého charakteru.

Obsah alkalických zložiek na rozdiel od teoretického vzorca nie je 2, ale v prvom prípade 1,66 a v druhom 1,67, čo môže byť spôsobené čiastočným odnosom alkalických zlúčenín zo skúmaných vzoriek vo vodnom prostredí.

Chemické zloženie vzorky bentonitu zeleného sfarbenia

	váh. %	mol. kvoc.	at. kvoc.
SiO_2	50,27	0,837	0,837
TiO_2	0,22	0,003	0,0003
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	21,05	0,206	0,412
CaO	2,37	0,042	0,042
MgO	2,22	0,055	0,055
K_2O	0,65	0,006	0,012
Na_2O	0,39	0,006	0,012
H_2O^-	17,99	0,994	1,988
H_2O^+	4,00	0,222	0,444
	99,16		

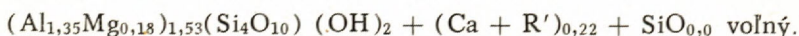
Molekulárne pomery:

$$SiO_2 : R_2O_3 = 0,837 : 0,206 = 4,06$$

$$RO : R_2O_3 = 0,097 : 0,206 = 0,47$$

$$H_2O^+ : R_2O_3 = 0,222 : 0,206 = 1,10$$

Z prepočtu chemickej analýzy montmorilonitu vychádza tento štruktúrno-chemický vzorec:



Voľný kremeň zistený vo vzorkách bentonitu hrudkovitého vzhľadu, v bentonite zeleného sfarbenia už nie je prítomný. Potvrďuje to pomer $SiO_2 : R_2O_3 = 4,06$, ktorý sa veľmi blíži teoretickému pomeru $SiO_2 : R_2O_3 = 4$, platnému pre montmorilonit.

Obsah alkalických zložiek nie je rovný teoretickému obsahu 2, ale 1,75, čo môže byť pravdepodobne spôsobené tiež čiastočným odnosom alkalických zlúčenín.

Chemické zloženie vzorky suspenzie zeleného bentonitu:

	%	Molekulárne pomery:
SiO ₂	48,07	SiO ₂ : R ₂ O ₃ = 0,816 : 0,202 = 4,04
TiO ₂	0,30	RO : R ₂ O ₃ = 0,115 : 0,202 = 0,57
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	20,61	
CaO	2,73	
MgO	2,70	
H ₂ O	24,57	
	99,88	

Spektrálna analýza

Spektrálnou analýzou, ktorú urobil G. Kupčo z GÚDŠ z prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu, bol zistený tento obsah chemických prvkov s približným odhadom kvantitatívneho zostúpenia:

100–1 %	1–1/100 %	1/100–1/10 000 %
Si Al Mg, Ca	Fe, Na B, Ti, Ba	Zr, Sr, Cr, Pb, V, Y, Mn Cu, Ag, Yb, Ga

Fyzikálno-chemické vlastnosti

Špecifická váha bola stanovená pyknometricky s toluenom ($s = 0,866$) zo vzoriek čistého hrudkovitého bentonitu, udržiavaných v exikátore nad vodnými parami, aby sa dala stanoviť špecifická váha bentonitu s rôznym obsahom vody. Takto zistená špecifická váha kolíše podľa obsahu vody medzi 1,98 a 2,15.

Stanovenie pH vodnej suspenzie sa robilo potenciometrom, sklenenou elektródou z vodnej suspenzie, pripravenej v pomere vzorky hrudkovitého bentonitu k objemu vody 1 : 2,5, pričom pH = 7,6.

Röntgenografická analýza. Na röntgenografický rozbor som použil vzorku z prírodného čistého bentonitu, vysušeného na vzduchu a vzorku zo suspenzie zo zelenej odrody bentonitu s rozmerom častíc $< 2 \mu$.

Bolo použité žiarenie CuK α 1,2; Ni – filter. Snímky sa zhovotili v Debye – Scherrerovej valcovej komôrke o priemere 64 mm a metódou na priechod.

V prvom stĺpci uvádzam röntgenografické hodnoty montmorilonitu zo vzorky prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu.

V druhom stĺpci sú uvedené röntgenografické hodnoty častíc montmorilonitu $< 2 \mu$ zo vzorky bentonitu zeleného sfarbenia.

Röntgenografické hodnoty montmorilonitu z bentonitu od Fintíc

1		2	
d	I odhad	d	I odhad
		12,6	8
4,15	8 dif.	4,43	9
3,15	3 dif.	3,06	5
2,54	5 dif.	2,55	5
—	—	2,24	1
1,65	8	1,66	4
1,62	4	—	—
1,50	5	1,499	5
1,30	2	1,290	4
		1,244	3
		1,120	1
		0,975	2
		0,866	2

Po etylenglycole dosiahla reflexná línia montmorilonitu $d = 12,6 \text{ \AA}$ hodnotu $d = 16,01 \text{ \AA}$.

Difúznosť niektorých reflexných línií montmorilonitu zo vzorky prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu pravdepodobne spája sa s difúziou línií kremeňa opálivotého charakteru.

Sorbčná kapacita
(Výmena kationov)

Sorbčnú kapacitu som zisťoval:

1. s výmenným kationom Ba^{2+} , spracovaním 10 g vzorky s 1,0 n BaCl_2 až do úplného nasýtenia Ba^{2+} ionmi. Po prefiltrovaní od ostávajúceho roztoku a dôkladnom premytí sa adsorbované ióny Ba^{2+} vytlačili s 1 n HCl a určili ako BaSO_4 ;

2. s výmenným kationom NH_4^+ , spracovaním 10 g vzorky s 1 n NH_4Cl až do úplného vytlačenia výmenných kationov. Po prefiltrovaní a dôkladnom premytí s $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ sa NH_4^+ ióny vytlačili NaOH a destiláciou zachytili v nadbytočnom množstve 0,2 n HCl . Spätnou titráciou s 0,2 n NaOH , bolo zistené kvantitatívne množstvo adsorbovaných NH_4^+ ionov. Vo filtráte boli kvantitatívne stanovené výmenné kationy Ca , Mg .

Zistené hodnoty výmenných kationov sú vyjadrené v mg. ekv. na 100 g vzorky.

Vzorka	Ba ²⁺ mg. ekv./100 g	NH ₄ ⁺ mg. ekv./100 g
Bentonit hrudkovitého vzhľadu	55,5	68
Bentonit zeleného sfarbenia	57,7	75

Vymenené kationy stanovené z filtrátu zo vzoriek po nasýtení NH₄⁺ ionom

Vzorka	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Spolu
Bentonit hrudkovitého vzhľadu	51,7	12,2	63,9
Bentonit zeleného sfarbenia	63,4	15,8	79,2

Thixotropické vlastnosti

Thixotropiu som zisťoval v skúmavke o priemere 20 mm zo vzorky 3 g bentonitu hrudkovitého vzhľadu s pridávaním odmerného množstva H₂O až kým vznikajúci gel nezačal vytekať zo skúmavky obrátenej dnom smerom hore. Pokus sa tri razy za sebou opakoval s priemernou hodnotou: 6,5 ml H₂O/3 g vzorky.

Skúšky s organickými farbivami

Skúšky s organickými farbivami priniesli pozitívne výsledky, charakteristické pre montmorilonit.

Benzidín (NH₂ . C₆H₄ . C₆H₄ . HN₂). Roztok benzidínu sfarbil bentonit do modra. Modré sfarbenie je vyvolané vznikom oxydačnej formy benzidínu.

Metylénová modrá (C₁₆H₁₈N₃SCl). Roztok metylénovej modrej po pridaní nasýteného roztoku KCl, sfarbil suspenziu bentonitu oproti bielemu podkladu do nebovomodra; aj táto reakcia je charakteristická pre montmorilonit.

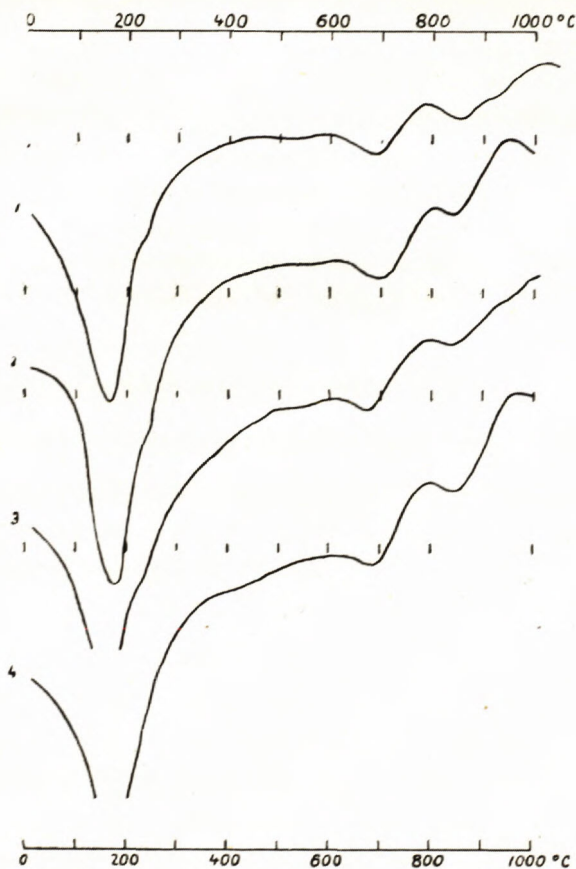
Diferenčná termická analýza

Bentonit hrudkovitého vzhľadu

Krivka diferenčnej termickej analýzy bentonitu hrudkovitého vzhľadu sa prejavuje hlbokou endotermnou reakciou s vrcholom pri 170 °C, stratou medzi-
vrstvovej molekulárnej vody, čo je prejavom dehydratácie montmorilonitu. Slabé endotermné ohnutie krivky v stúpaní pri 230–250 °C znamená dehydratáciu ostávajúcej molekulárnej vody, ktorej pevnosť je ovplyvnená adsorbovanými ionmi Ca²⁺ a Mg²⁺.

Pretiahnutá endotermná reakcia s vrcholom pri 680 °C charakterizuje dehydroxyláciu montmorilonitu so vznikom „montmorilonitu bez vody“. Ďalšia endo-reakcia s vrcholom pri 850 °C, je prejavom rozpadu štruktúrnej mriežky montmorilonitu, „amorfizácie montmorilonitu“. Rekryštalizácia týchto „bezvodných modifikácií“ z rozpadu štruktúrnej mriežky prejavuje sa pretiahnutým stúpaním krivky s neostrým exotermickým vrcholom málo nad 1000 °C.

Ako uvádza R. E. G r i m (1953), montmorilonity s nízkym obsahom Fe majú pretiahnutú vysokoteplotnú exotermnú reakciu. V montmorilonitoch s nízkym obsahom Fe pri teplote okolo 1000 °C vzniká okrem kremeňa ešte enstatit, mulit alebo anortit podľa množstva MgO a pravdepodobne i výmenného Ca^{2+} .



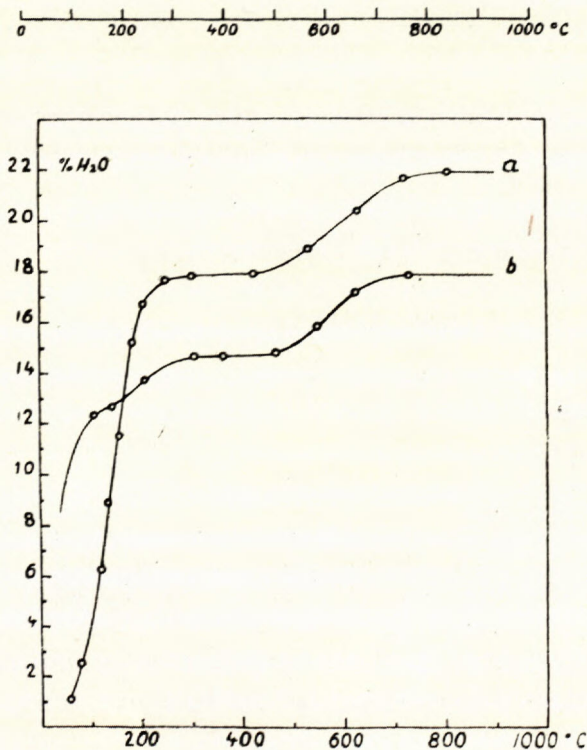
Obr. 1: Diferenčno-termické krivky. 1 — bentonit hrudkovitého vzhľadu; 2 — bentonit zeleného sfarbenia; 3 — nenapučiavajúce zrníčka montmorilonitu v bentonite hrudkovitého vzhľadu; 4 — nenapučiavajúce zrníčka montmorilonitu

Zelený bentonit

Krivka diferenčnej termickej analýzy prírodného zeleného bentonitu prejavuje sa hlbokou endotermnou reakciou s vrcholom pri 180 °C, stratou medzivrstvovej molekulárnej vody, čím vzniká dehydratovaný montmorilonit. Nepatrný ohyb krivky možno pozorovať okolo 220 °C, s čiastočnou stratou vody spojenou s výmennými kationami Ca^{2+} a Mg^{2+} .

Endotermná reakcia s vrcholom pri 700 °C je prejavom dehydroxylácie montmorilonitu. Na túto reakciu naväzuje ďalšia endotermná reakcia s vrcholom pri 840 °C, ktorá charakterizuje rozpad štruktúrnej mriežky montmorilonitu. Exotermná reakcia s vrcholom pri 950 °C je spôsobená rekryštalizáciou produktov, vzniknutých rozpadom štruktúrnej mriežky montmorilonitu, pravdepodobne vznikom spinelu.

Uvedená krivka je pre montmorilonit typická polohou endo- a exoreakcie.



Obr. 2: Krivky tepelnej dehydratácie. a) bentonit hnedkovitého vzhľadu; b) bentonit zeleného sfarbenia.

Nenapučiavajúce hrudkovito-zrnné častice bentonitu hrudkovitého vzhľadu

Diferenčná termická krivka má podobný priebeh ako krivka prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu. Prejavuje sa však výrazným stúpaním po strate medzivrstvovej molekulárnej vody montmorilonitu, k čomu prispieva horenie organických zvyškov.

Dehydroxylácia montmorilonitu prebieha pri 680 °C a rozpad štruktúrnej mriežky pri 840 °C. Obidve reakcie prejavujú sa malými endotermnými reakciami. Ďalšie stúpanie krivky, ktorá má byť prejavom rekryštalizácie rozpadnutých produktov štruktúrnej mriežky montmorilonitu, nie je zakončené exotermným vrcholom do 1000 °C.

Nenapučiavajúce hrudkovito-zrnné častice zeleného bentonitu

Diferenčná termická krivka vykazuje hlbokú endotermnú reakciu s vrcholom pri 180 °C, stratou medzivrstvovej molekulárnej vody montmorilonitu.

Endotermná reakcia dehydroxylácie montmorilonitu má vrchol pri 680 °C, čím sa líši od prírodného bentonitu zeleného sfarbenia, u ktorého má endotermná reakcia vrchol pri 700 °C. Rozpad štruktúrnej mriežky montmorilonitu sa prejavuje endotermnou reakciou s vrcholom pri 840 °C. Exotermná reakcia v dôsledku rekryštalizácie rozpadnutých produktov štruktúrnej mriežky montmorilonitu dosahuje síce maximum na krivke pri 950 °C, ale ďalej krivka neprejavuje klesajúcu tendenciu.

U montmorilonitov so zvýšeným obsahom Mg okolo 1000 °C vzniká enstatit (MgSiO_3), ale táto reakcia neprejavuje sa uvoľnením tepla, a nie je výrazne exotermná (Earley, Milne, A. Mc Veagh 1953).

Termická dehydratácia

Bentonit hrudkovitého vzhľadu

Z krivky tepelnej dehydratácie bentonitu hrudkovitého vzhľadu vychádza, že obsah molekulárnej medzivrstvovej vody montmorilonitu je 14,7 %. Strata molekulárnej vody prejavuje sa stúpaním krivky až po 300 °C.

Stúpanie krivky medzi 450–750 ° je prejavom dehydroxylácie montmorilonitu so stratou 3,2 % vody, čo odpovedá približne 65 % montmorilonitu.

Vyžihnaný produkt do 1000 °C je pleťovočervenej farby.

Zelený bentonit

Z krivky tepelnej dehydratácie zeleného bentonitu vychádza, že obsah molekulárnej medzivrstvovej vody montmorilonitu je 17,9 %. Uvedená dehydratácia prebieha až do 300 °C.

Dehydroxylácia montmorilonitu prejavuje sa stúpaním krivky od 450—750 °C so stratou 4 % H₂O, čo odpovedá približne 80 % montmorilonitu.

Vyžihnaný produkt do 1000 °C je tehlovočervenej farby.

Pozorovanie elektrónovým mikroskopom

Z jemnej frakcie bentonitu od Fintíc som zhotovil fotografické snímky stolným elektrónovým mikroskopom BS-242, n. p. Tesla, Brno, na Katedre náuky o kovoch Hutníckej fakulty VŠT v Košiciach v spolupráci s kand. techn. vied inž. J. Bušom.

Na snímkach elektrónových mikrofotografií bentonitu hrudkovitého vzhľadu od Fintíc vidieť podstatne zastúpené tenké lístočkovité častice, v H₂O silne napučievajúce. Sú to častice nepatrných rozmerov, ktoré potom tvoria bezštruktúrnú napučievajúcu masu montmorilonitu s nejasnými obrysami a rôznym stupňom priepustnosti elektrónov.

Popri týchto neobyčajne jemných častiach montmorilonitu sú zastúpené väčšie častice 1—2 μ , v podobe hrubších agregátov na seba navrstvených lístočkov montmorilonitu, ktoré prepúšťajú elektróny väčšinou len po okraji. Miestami majú izometrické formy s ostrými obrysami, väčšina však tvorí nepravidelné agregáty s nejasnými obrysami. Pravdepodobne ide aj o nepatrné zastúpenie beidelitu, veľmi blízkeho montmorilonitu.

Miestami sú pozorovateľné drobné, elektróny neprepúšťajúce zrnká kremeňa okrúhlych ostrých obrysov.

Z á v e r

Bentonitový íl pri Finticiach, SZ od Prešova, je novým výskytom na východnom Slovensku. V blízkosti väčšieho odkryvu, v odkopanom brehu cesty pri obci sa bentonit zistil vrstvou v 3 nad sebou uložených polohách s mocnosťou 10, 4, 2 a 3 m. Pri povrchu a na styku s miocénnym pieskavcom má vzhľad sedimentárnej brekcie, je farby sivobielej a postupne prechádza do celistvejšieho, farby svetlozelenej.

Podstatnú časť minerálneho zloženia tvorí lístočkovitý montmorilonit, v H₂O silne napučievajúci s časticami < 1 μ , a častice v podobe hrubších nepravidelných agregátov, s nenapučievajúcimi zrnčkami Ca²⁺ montmorilonitu s prímiesou sklovitých zrnčiek kremeňa opálovitého charakteru, ďalej biotit a organické lig-

nitické zvyšky. Bentonit hrudkovitého vzhľadu obsahuje okolo 65 % a zelený bentonit až 80 % montmorilonitu, ako na to poukazuje krivka tepelnej dehydrácie.

Pomer $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ pohybuje sa u prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu medzi 6,95 a 6,64, zatiaľ u zeleného bentonitu odpovedá táto hodnota skoro teoretickému pomeru 4, a to 4,06 a 4,04.

Špecifická váha závisí od obsahu vody a kolíše medzi 1,98–2,15.

Hodnota pH suspenzie pripravenej v miere 1 : 2,5 je 7,6.

Krivky diferenčnej termickej analýzy majú vrcholy:

endorekcia pri: 170; 230; 850 °C (hrudkovitý bentonit)
180; 220; 700; 840 °C (zelený bentonit)
exorekcia pri: 1000 °C
950 °C.

Obsah medzivrstvovej molekulárnej vody je 14,7 a 17,9 %, obsah mriežkovej vody 3,2 % a 4 %, čo odpovedá v prvom prípade približne 64 % montmorilonitu v bentonite hrudkovitého vzhľadu a v druhom prípade 80 % montmorilonitu v zelenom bentonite.

Výmennými kationami sú hlavne Ca^{2+} a Mg^{2+} .

Na elektrónovej mikrofotografii bentonitu vidieť lístočkovité častice neostrých obrysov, v H_2O silne napučávajúce, a hrubšie agregáty veľké 1–2 μ , ktoré prepúšťajú elektróny väčšinou len po okraji. Miestami majú drobné zrnká kremeňa okrúhle ostré obrysy.

Vznik bentonitu sa viaže na zvetrávanie sopečných produktov ryolitových vulkanických hornín, ktoré sa vyskytujú JZ od obce Fintice.

*Laboratórium pre výskum nerastných surovín
pri Katedre geológie a mineralógie Baníckej
fakulty VŠT v Košiciach*

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1] Brindley G. W., 1951: Rentgenovské metody opredelenija i kristaličeskoje strojenie mineralov glin. sb. st. (preklad) Izd. in. lit. Moskva 1955. — [2] Earley J. W. — Milne J. H. a Mc Veagh W. I., 1953: Thermal dehydration and X-ray studies of montmorillonite. Amer. Min. 38. Nr. 9–10. — [3] Čuchrov F. V., 1953: Kolloidy v zemnej kore, Izd. AN SSSR, Moskva. — [4] Grim R. E., 1953: Mineralogija glin (preklad). Izd. in. lit. Moskva (1956). — [5] Jadrníček, V., 1956: Předpisy pro jakost nerudných surovin, ŠNTL, Praha. — [6] Lach V. a kolektív, 1956: Rozbory surovin pro silikátový průmysl. — ŠNTL Praha. — [7] Leško B., 1955: Podrobné geologické mapovanie severnej časti košickej kotliny na liste Prešov. Geofond, Zpráva, Bratislava, 1954. — [8] Leško B., 1954: Zpráva o geológii územia severne od Prešova, Geofond, Zpráva, Bratislava 1955. — [9] Ross, C. S. — Hendricks S. B., 1945: Minerals of the montmorillonite group. — U. S. Geol. Survey. — [10] Vede-

nee va N. E. i Vikulova M. F., 1952: Metod issledovanija glinistych mineralov s pomoščiu krasitelej i evo primenenie v litologii. Gos. geol. izd. Moskva. — [11]Ž urek V., 1955: Výsledky geologického mapovania v severnej časti Prešovskej kotliny. Bratislava; Geofond, Záv. zpráva o zákl. geolog. výskume, I. diel.

VENDELÍN RADZO

MINERALOGISCH-CHEMISCHE ANALYSE DES BENTONITES VON FINTICE, BEZIRK PREŠOV

In der Ostslowakei, unweit von Prešov, bei der Gemeinde Fintice wurde ein neues Bentonitvorkommen in einigen oberflächennahen Lagen festgestellt. Der Bentonit hat das Aussehen einer sedimentären Brekzie, ist grauweiss, mit allmählichem Übergang in einen kompakteren, lichtgrünen Bentonit. Den wesentlichen Teil der mineralogischen Zusammensetzung des Bentonites bildet Montmorillonit, resp. Ca-Montmorillonit (65–80 % nach der thermischen Dehydratationskurve). Einen unwesentlichen Teil bilden Beimischungen von glasigem Quarz, Biotit und Lignitbruchstücke.

Das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ bewegt sich bei der Probe des natürlichen, klümpchenförmigen Bentonites zwischen den Werten, 6,64–6,95 und bei den Proben des kompakteren, grünen Bentonites von 4,04 bis 4,06.

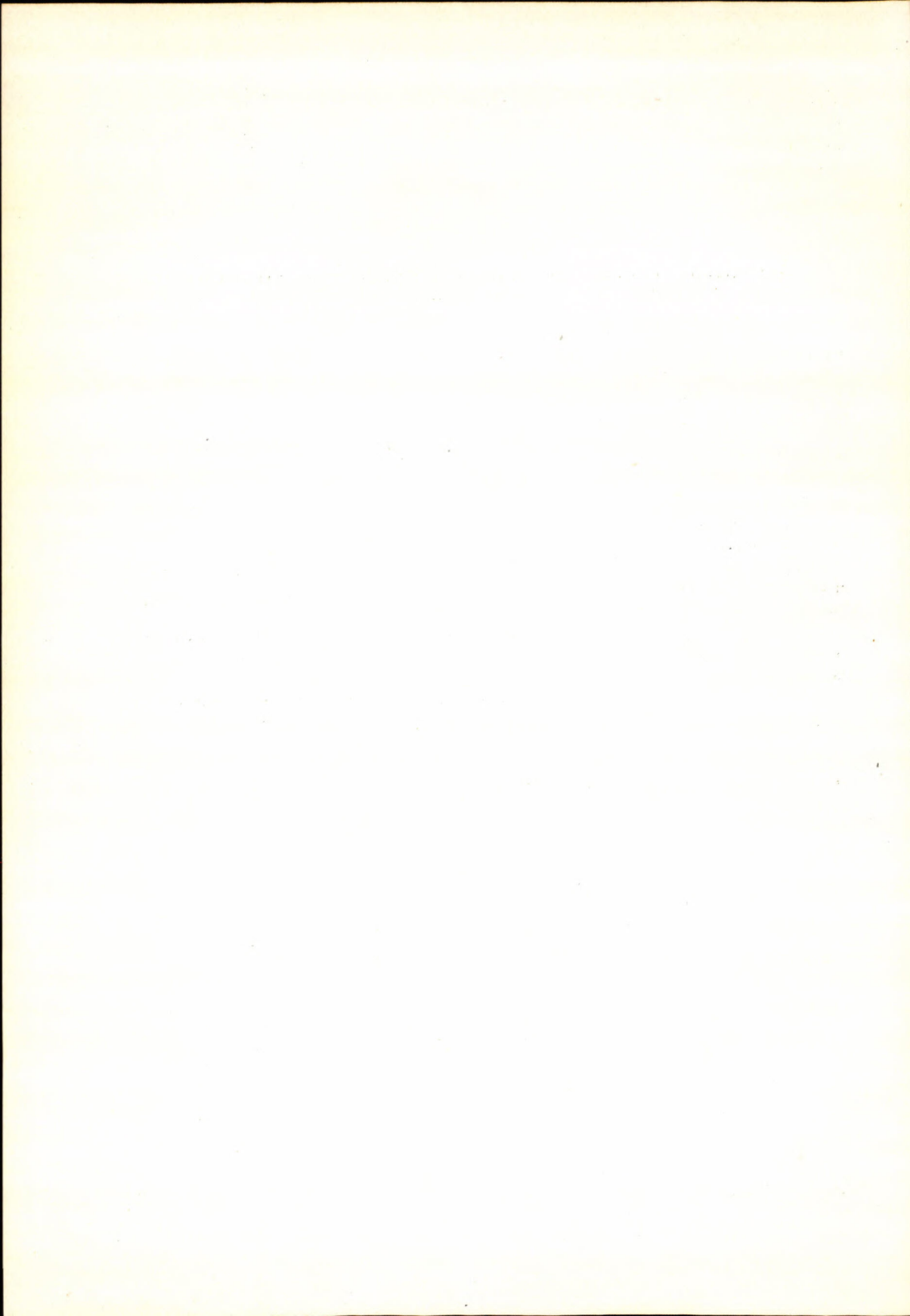
Der pH-Wert der im Verhältnis 1 : 2,5 vorbereiteten Suspension ist 7,6.

Die Austauschungen sind hauptsächlich Ca^{2+} und Mg^{3+} . Das spezifische Gewicht des Bentonites schwankt bei den natürlichen Proben in der Abhängigkeit von dem H_2O -Gehalt in den Werten 1,98–2,15.

Die Entstehung des Bentonites ist an die Verwitterung der vulkanischen Produkte von rhyolithischen vulkanischen Gesteinen, die südwestlich von der Gemeinde Fintice vorkommen, gebunden.

*Laboratorium für Forschung der Mineralrohstoffe bei
dem Lehrstuhl für Geologie und Mineralogie an der
Bergmännischen Fakultät der Technischen Hochschule
in Košice*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návára



B. LEŠKO—T. ĎURKOVIČ—B. ČÍČEL

STOPY PALEOGÉNNEHO VULKANIZMU NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

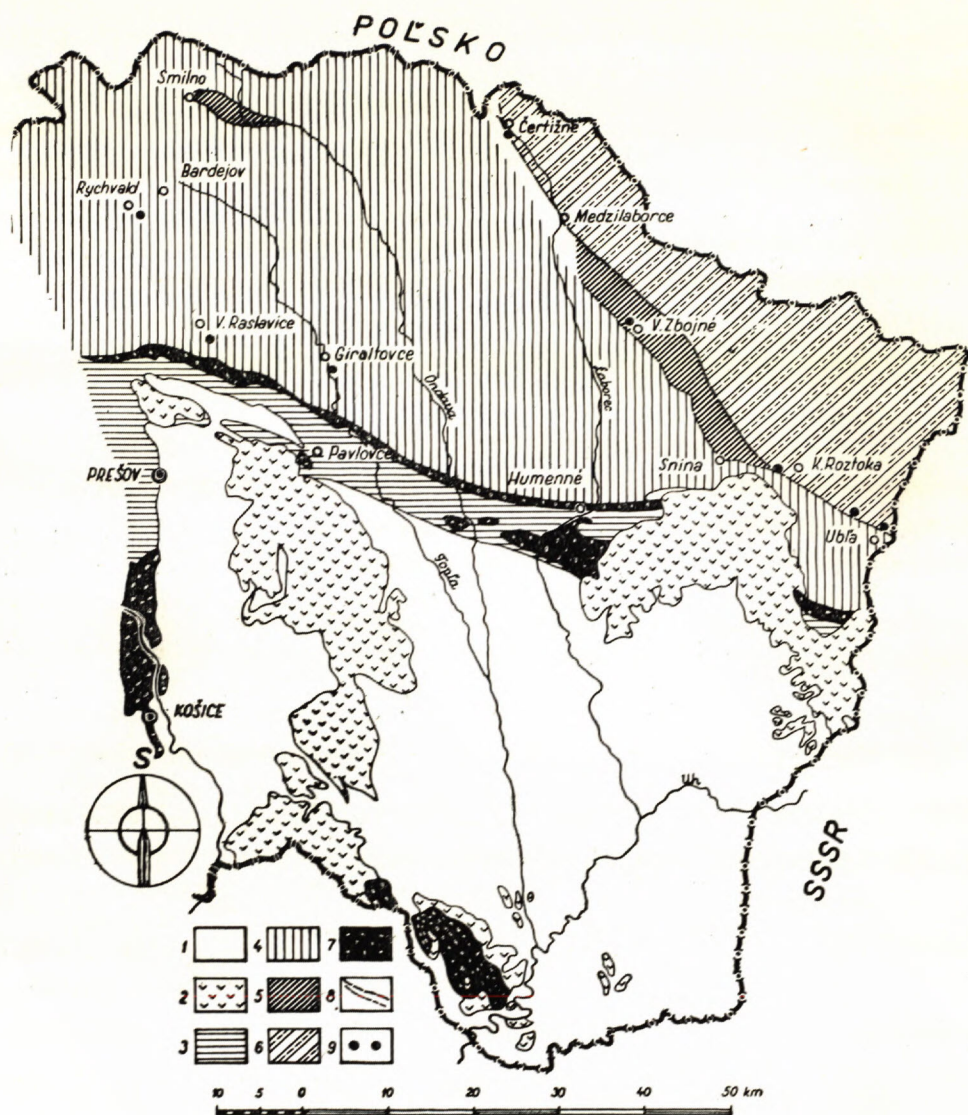
(Anglické resumé, tab. XIII)

Úvod

Pri výskume flyšových oblastí východného Slovenska sme sa na mnohých miestach stretli so stopami paleogénnej vulkanickej činnosti. Samotné paleogénne vulkanity sú nám neznáme, zato sa zachovali ich produkty vo forme tufitov, montmorilonitických a illitických ílovcov a vulkanických skiel v paleogénnych flyšových sedimentoch.

Sedimenty paleogénneho vulkanického pôvodu z vnútorných oblastí Karpát sú známe už dávnejšie a zmienky o nich z flyšových pásiem Karpát sa v poslednom čase objavujú veľmi často. V oligocéne rumunských flyšových Karpát usadeniny vulkanického pôvodu opisujú Krejci, Graf a Wetzels (1936). Świdziński (1936) našiel vo flyšovom pásme na Bukovine v menilitových vrstvách bentonity a podobne Vjalov — Ladyžinskij — Tkačuk (1951) opisujú tufity z vrchných menilitových vrstiev skolskej jednotky z okolia Belechova, Doliny, Nebylova a na rieke Čečve. Konečne paleogénne tufity z krosenských vrstiev sliezskej jednotky flyšových Karpát uvádzajú Książkiewicz a Wieser (1954) od Radziszowa a J. a A. Tokarski (1954) z okolia Dukly. Najnovšie podľa Merliča a Spitkovskej (1957) sa našli aj lávové prúdy s prírodnými kanálmi v Zakarpatskej oblasti USSR v takzv. Karpatskej svite. Podľa autorov ide o vulkanizmus spilitového charakteru.

Vo flyšovom paleogéne východného Slovenska usadeniny vulkanického pôvodu alebo prvky vulkanickej činnosti sme našli v týchto flyšových útvaroch: v *menilitových*, *zlínskych* a v *malcovských vrstvách*.



Geologická skica východného Slovenska

Zostavil B. Leško, 1958.

1 — neogén a paleogén južného Slovenska, 2 — neovulkanity, 3 — centrálno-karpatský paleogén, 4 — magurský a priútesový flyš v celku, 5 — flyš krosnensko-menilitového vývoja s magurskými litof. prvkami vnútorne od dukelsko-užockých vrás, 6 — dukelsko-užocké vrasy, 7 — kryštalínikum a sedimenty staršie ako paleogén bradlového pásma, 8 — vážnejšie tektonické línie, 9 — lokality paleogénnych sedimentov s vulkanickými prvkami

A. Menilitové vrstvy

V menilitových vrstvách tufity, presnejšie montmorilonitické a illitické ílovice sú známe zatiaľ od Čertižného a zo synklinálneho pásma Kalnej Roztoky. Na okolí Čertižného, neďaleko československo-poľskej hranice, južne od obce, sa tiahne na JV pri južnom okraji dukelských vrás niekoľko dielčích synklinálnych a antiklinálnych šupín z menilitových vrstiev. V potoku z kóty 558,2, ktorý vteká do Laborca pri južnom okraji Čertižného, v spodnej časti menilitových vrstiev vystupuje 2–3 cm hrubá vložka svetlosivej modrastej horniny.

Pri petrografickej analýze ťažkej frakcie opísanej vzorky sa našli:

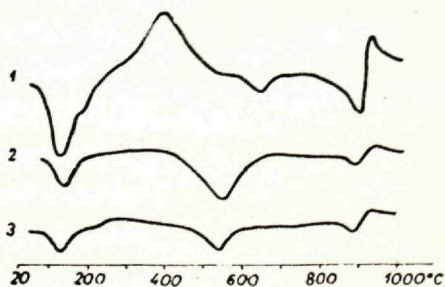
minerál	počet zrn	%
apatit	31	60,79
zirkón	12	23,53
staurolit	1	7,84
granát	3	5,88
pyrit	1	1,96

V ľahkej frakcii bol prítomný glaukonit a plagioklas (oligoklas-andezín). Apatit a zirkón sú idiomorfne, apatit obsahuje tyčinkovité uzavreniny.

Neseparovanú vzorku sme použili na mineralogický rozbor ílovej zložky. Na krivke diferenčnej termickej analýzy sú tri endotermné a dve exotermné výchylky. Dvojitá nízkoteplotná výchylka pri 150 °C a 205 °C je typická pre trojvrstvé napučňavajúce minerály zo skupiny montmorilonitu a vermikulitu. Endotermná výchylka medzi 600 a 700 °C — s maximom pri 680 °C — potvrdzuje prítomnosť niektorého minerálu zo spomínaných skupín, rovnako ako endotermná výchylka pri 930 °C. Obe výchylky sú spojené s rozpadom štruktúry pôvodného minerálu, ktorá je charakterizovaná únikom vody viazanej v mriežke. Vysokoteplotná endotermná výchylka prechádza v exotermnú, ktorá je prejavom prvého stupňa tvorby nových minerálov, najčastejšie spinelov (Bradley W. F., — Grim R. E., (1951). Krivka DTA je na obr. 1.

Spaľovanie organických látok prítomných vo vzorke sa prejavuje mohutnou exotermnou výchylkou medzi 350 a 500 °C. Prítomnosť organických látok vo vulkanickom popole je zaujímavá po genetickej stránke. Možno si ju vysvetliť dvojakým spôsobom:

a) buď vulkanický popol sedimentoval v rovnakom prostredí ako menilitové vrstvy, ktoré sú značne bituminózne, a pri usadzovaní strhol so sebou organické látky;



Obr. 1.

b) alebo v štádiu rannej diagenézy mohli difundovať organické koloidy z okolitých bituminóznych vrstiev (o mocnosti niekoľkých metrov) do tenkej 2–3 cm vložky vulkanického materiálu.

Prítomnosť montmorilonitického materiálu bola dokázaná röntgenovou analýzou. Prítomná vzorka pri laboratórnej teplote a vlhkosti dávala vzdialenosť bazálnych rovín minerálu 14,3 kX. Po nasýtení glycerínom sa medzivrstvová vzdialenosť zväčšila na 17,7 kX (Brindley G. W. 1951).

V najvýchodnejšom úseku východného Slovenska, približne medzi Stakčínom a Ublou, na sever od okraja magurskej jednotky sa vytvára synklinálne pásmo Kalnej Roztoky v menilitových a krosnenských vrstvách. Od Stakčínkeho sigmoidálneho ohybu na JV, smerom k Zakarpatskej oblasti USSR predstavuje synklinálne pásmo Kalnej Roztoky pravdepodobne najjužnejšie tektonické pásmo dukelských vrás, hoci svojim faciálnym vývojom vrstiev pod menilitmi, obsahujúcimi zlínske elementy, a šupinatou štruktúrou by tektonicky skôr patrilo do pásma šupín, vyvinutých pred magurským nasunutím.

V synklinálnom pásme Kalnej Roztoky, zvlášť výrazne v južnom krídle vystupuje v menilitových bridliciach 3–5 polôh illitických ílovcov hrubých 100 až 150 cm. V niekoľkých profiloch menilitových vrstiev južného synklinálneho krídla, JV od kóty Košutovica, pri Kalnej Roztoke, Klenovej a na sever až po okolie Uble pri čs.-sovietskych hraniciach, pozorujeme v spodných polohách v sprievode rohovcov a čiernych kremitých ílovcov niekoľko, 80–150 cm hrubých polôh tvrdých, bridličnato rozpadavých, kriedovosivých, pevných illitických ílovcov. Nad polohou menilitových bridlíc s illitickými ílovcami sú tu vyvinuté hnedé, sivo-hnedé a čiernohnedé vápnité ílovce lastúrneho rozpadu, ojedinele s vložkami rohovcov, vápnitých pieskovcov a pelokarbonátov. Vyššie, v synklinálnom pásme vystupujú krosnenské vrstvy vo vývoji sivých, sivo-hnedých piesčitých a nepiesčitých ílovcov s vložkami vápnitých laminovaných pieskovcov.

Pre petrografický a mineralogický rozbor sme vzali vzorku z vrstvy illitického ílovca. Vzorka je veľmi chudobná na klastický materiál, v ktorom prevláda kremeň hranatého tvaru o veľkosti 0,05 mm. V malom množstve sa našiel plagioklas a autigénny kalcit. Ďalej bolo identifikované vulkanické sklo s indexom lomu menším ako má kanadský balzam. Z ťažkých minerálov sa zriedkavo vyskytuje zirkón.

Mineralogické zloženie ílovitej frakcie vzorky sme zisťovali diferenčnou termickou analýzou a röntgenografickým rozborom (metóda Debye – Scherrerova a metóda na priechod). Krivka DTA je na obr. 1.

Prvá endotermná výchylka na krivke je spojená s vyparovaním vody viazanej mechanicky a čiastočne aj v priestore medzi vrstvami. Endotermné vychýlenie medzi 450 °C a 610 °C s maximom pri 555 °C je charakteristické pre minerály skupiny *hydrosľudy-illity*. Je spôsobená únikom hydroxylovej vody viazanej v mriežke. Vysokoteplotná endotermná výchylka, prechádzajúca v exotermnú, je

zapríčinená definitívnym rozpadom mriežky. Exotermná výchylka spojená so zmenou nulovej polohy charakterizuje spiekanie vzorky a tvorbu nových minerálov. Prítomnosť illitu potvrdil aj röntgenografický rozbor.

Vulkanický pôvod týchto vrstiev nie je dostatočne preukázaný výsledkami petrografického a mineralogického rozboru. V prospech tohto názoru však hovoria ojedinelé výskyty nekorodovaných úlomkov vulkanického skla v ľahkej frakcii. Priamym produktom rozkladu vulkanického popola je montmorilonit (F. V. Čuchrov, 1955), ktorý sa môže v prostredí bohatom na alkálie premeniť na illit (Caillèreová S. — Henin S., 1949). Mineralogickým rozborom sme zistili neporušené vulkanické sklo a ílový minerál illit. Neprítomnosť medzistupňa premeny montmorilonitu ukazuje, že proces premeny neprebíhal spomenutým spôsobom. Pravdepodobnejšia je domnienka, že v období sedimentácie illitického ílovca došlo v okolí k vulkanickej činnosti. Vyvrhnutý materiál padal do sedimentačnej oblasti illitu.

B. Zlínske vrstvy

Južne od dukelských vrás, v zóne tektonických šupín, v jednotke, ktorú B. Leško (1958) pomenoval *papínskym pásmom*, našli sme v zlínskych vrstvách tufitické polohy (illitické ílovce). Lokalita s vulkanickými usadeninami sa nachádza v doline rieky Výravý, na svahoch kóty 370, vých. od Vyšného Zbojného. Stratigrafickú pozíciu tufitov a zlínskych vrstiev možno stanoviť z uceleného profilu papínskeho pásma. Zlínske vrstvy v ňom vystupujú nad pestrými vrstvami spodného eocénu. V nadloží zlínskych vrstiev sú vyvinuté tzv. vrstvy papínske, vyššie vrstvy menilitové a krosnenské. Podľa analógie so zlínskymi vrstvami magurskej skupiny flyša zaraďujeme zlínske vrstvy do stredného eocénu. Treba dodať, že v papínskom pásme ležia zlínske vrstvy pod papínskymi, ktorých vrchné polohy obsahujú globigerínovú asociáciu, podľa O. Samuela (1958) s druhmi: *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina bulloides* Orbigny a iné. Na základe tejto mikrofauny a stratigrafickej superpozície menilitových vrstiev považujeme papínske vrstvy za vrchnoeocénne.

Odobratá vzorka svetlosivého ílovca so zelenavým odtieňom je veľmi chudobná na klastický materiál. Ojedinele je prítomný kremeň, rutil a úlomky vulkanického skla.

Diferenčnou termickou analýzou a röntgenografickým rozborom bol vo vzorke dokázaný illit. Krivka DTA je na obr. 1, (krivka 3). Tri endotermné reakcie s maximami pri 160 °C, 560 °C a 900 °C majú podobný priebeh ako krivka illitického minerálu z lokality Kalná Roztoka (obr. 1, krivka 2). Na rozdiel od tejto vzorky nie je exotermná výchylka na krivke ílového minerálu z Vyšného Zbojného výrazná. Je iba naznačená zmenou nulovej polohy, spojenou so spie-

kaním, a tým aj zmenou tepelnej vodivosti vzorky. Prítomnosť illitu potvrdili aj röntgenografické merania.

Výsledky petrografického a mineralogického rozboru vzoriek z oboch lokalít sú veľmi podobné. Je možné, že spôsob vzniku asociácie minerálov na lokalite Vyšné Zbojné je obdobný ako na lokalite Kalná Rostoka.

C. Raslavický paleogén

Zvláštny vývoj paleogénnych flyšových útvarov na sever od bradlového pásma a južne od bystrickej fácie magurského flyša označujeme ako *raslavický paleogén* (podľa obce Vyšné Raslavice na západ od Giraltoviec). H. Świdziński (1947) vo svojej prehľadnej mape flyšového pásma Karpát odlišuje vývoj tohto paleogénu od magurskej skupiny flyša a pričleňuje ho k tzv. južnej jednotke (flyš centrálno-karpatský), pokladajúc ho za podložie magurského flyša. Hoci raslavický paleogén bezpochyby má biofaciálne a litofaciálne veľa spoločného s vývojom centrálno-karpatského paleogénu, vyvinutého na juh od bradlového pásma, jeho tektonicko-geologická pozícia nie je taká jednoznačná. Medzi iným sme zistili, že v severnom bystrickom pruhu magurskej skupiny flyša sú vyvinuté podobné útvary, ale s magurskými faciálnymi prvkami. Nie je účelom tejto práce zaoberať sa nadhodenými otázkami, lebo sú veľmi zložité a významné pre flyš Karpát východného Slovenska; budú preto predmetom osobitnej štúdie.

Stopy paleogénneho vulkanizmu v raslavickom flyši sme zistili na niekoľkých miestach v dvoch stratigraficky rozdielnych pozíciách, a to v menilitových a v malcovských vrstvách.

JV od Rýchvaldu v oblasti Bardejova vystupuje na brehu potoka, tečúceho z Čerhovského pohoria, niekoľko polôh montmorilonitických a montmoriliniticko-illitických ílovcov. Ílovce sú za čerstva sivožltej až kriedovobielej farby a vystupujú uprostred sivohnedých vápnných ílovcov, kremitých a rohovcových bridlic s menilitmi. V podloží illitických ílovcov sú vyvinuté hnedočervené a sivohnedé sliene s hojnými vrchnoecennými globigerínami, [podľa O. Samuela, 1958, druhy: *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina eocena* Gumbel, *Globigerina pseudoeocena trilola* Subb., *Globigerinoides mexicanus* (Cush.) a iné].

V nadloží illitických ílovcov a v ich vrchnej časti sú vyvinuté vložky tmavomodrých a hnedočiernych kremitých bridlic menilitového vývoja. V tých istých polohách menilitových vrstiev vystupuje ešte 10–20 cm vložka montmorilonitického ílovca asi 2 km, južne od Vyšných Raslavic, na ľavom, nárazovom brehu potoka Sekčov. Vulkanický sediment je tu v nadloží pestrých globigerínových slietov a ílovcov v menilitických bridliciach.

Z oblasti raslavického paleogénu JV od Rýchvaldu sme odobrali štyri vzorky, z ktorých sme urobili petrografické a mineralogické rozboru.

Hornina označená ako vzorka 1 má svetlosivú farbu, pri zvetraní nadobúda sivohnedý odtieň. Petrograficky sme ju určili ako kremenný siltovec s ílovitodetritickým tmelom. Obsahuje 0,8 % CaCO_3 ; kremeň tvorí asi 50 až 60 % horniny a je hranatý. Priemerná veľkosť zŕn 0,07–0,08 mm.

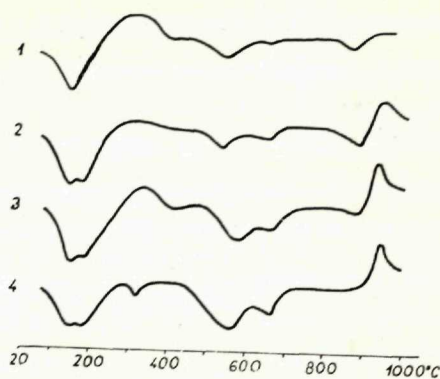
Ťažké minerály	počet zŕn	%
zirkón	28	75,68
apatit	5	13,51
turmalín	2	5,41
granát	1	2,70
rutil	1	2,70

Zirkón je väčšinou zaoblený, idiomorfných jedincov je málo.

Výsledky diferencnej termickej analýzy ukazujú, že ílovitý tmel v hornine je illitický. Dokazuje to priebeh krivky DTA (obr. 2, krivka 1), na ktorej vidíme slabé endotermné výchylky vrcholiace pri 545 °C a 880 °C, ktoré sú pre illity typické. Znakom príslušnosti k skupine hydrosľudy je aj zmena nulovej polohy medzi 910 a 950 °C. Príčinou exotermnej výchylky medzi teplotami 250 až 400 °C je vyhárание organických látok.

Prítomnosť illitu a α kremeňa potvrdila aj röntgenografická analýza.

Vzorky 2 a 3 predstavuje ílovec svetlosivej farby, značne rozpadavý. Pri navlhčení mierne zväčšuje svoj objem. Hrdzavé pruhy na hornine obsahujú hydráty oxidov železa. Farebná skúška s benzidínom bola pozitívna na montmorilonit. Pod mikroskopom možno pozorovať spletilo-vláknitú štruktúru, vytvorenú ílovými minerálmi. Z detritických prímiesí je prítomný kremeň (0,80 mm).



Obr. 2.

Ťažké minerály	počet zŕn	%
zirkón	103	92,8
hypersten	5	4,5
granát	2	1,8
rutil	1	0,9

Krivky diferencnej termickej analýzy vzoriek 2 a 3 majú dosť podobný priebeh (obr. 2, krivka 2 a 3). Na krivkách je výrazná dvojitá nízkotepelná endotermná výchylka s maximami pri 150 °C a 180 až 185 °C, ktorá je charakteristická pre montmorilonitické minerály. Na krivke 3 je pri teplotách 300 °C až 400 °C zaoblená exotermná výchylka, súvisiaca s vyháráním malého množstva organických

látok. Medzi teplotami 500 °C a 700 °C sú dve endotermné výchylky s maximami pri teplotách 550 °C a 580 °C u prvej, a 660 °C až 665 °C u druhej. Prvá endotermná výchylka naznačuje prítomnosť illitického materiálu, druhá dehydroxyláciu montmorilonitu. Vysokoteplotná endotermná výchylka pri teplotách 920 a 915 °C a exotermná výchylka (teploty extrémov výchylky sú 970 °C a 960 °C), spojená so zmenou nulovej polohy, sú spoločným diagnostickým znakom oboch skupín minerálov.

Na röntgenogramoch oboch vzoriek je prítomná čiara 14,10 kX, ktorej hodnota sa po nasýtení glycerínom posúva na 17,68 kX. Táto vlastnosť je charakteristická pre montmorilonity. Čiara 10,1 kX je nepohyblivá (prítomnosť illitu). Podobné výsledky dáva aj röntgenografický rozbor vzorky 4.

Mineralogický rozbor vzorky 4 ukazuje prítomnosť montmorilonitu, illitu a hydrátov kyslíčnika železitého (endotermná výchylka s extrémom pri 315 °C). Charakter krivky DTA je rovnaký ako u vzoriek 2 a 3 (obr. 2, krivka 4).

Z rovnakého stratigrafického horizontu menilitových vrstiev sme odobrali vzorku ílovca od Vyšných Raslavíc. Ílovec má svetlosivú farbu, pre zvetrávaní nadobúda hnedý nádych. Obsahuje 1,2 % CaCO₃. Farebná skúška s benzidínom dala kladné výsledky na montmorilonit.

Ťažké minerály	počet zrn	%
apatit	416	66,0
zirkón	201	32,0
hypersten	5	0,8
granát	3	0,5
turmalín	3	0,5
rutil	1	0,15
staurolit	1	0,15

Idiomorfný apatit s pleochroickými uzavreninami sme v ostatných vzorkách nenašli. Jednotný charakter apatitu je dôkazom, že materiál pochádza z jedného magmatického zdroja.

V ľahkej frakcii je prítomný α kremeň, plagioklas (bázický oligoklas-andezín) a agregáty ílových minerálov typu *bacillarités*.

Podľa diferenčnej termickej analýzy má vzorka klasicky vyvinutú nízkoteplotnú dvojitú výchylku montmorilonických minerálov s dvojmocným výmenným kationóm. Chemická analýza udáva prítomné katióny alkálií iba v malých množstvách, kým obsah Ca⁺² a Mg⁺² je značne vysoký. Medzi teplotami 500 a 600 °C je plytká endotermná výchylka, ktorá indikuje prítomnosť malého množstva hydrosludy. Extrémy výchyliek pri teplotách 680 °C a 890 °C sú identifikačným znakom montmorilonitu. Exotermná výchylka, ktorá má maximum pri 950 °C, je spojená so spekaním vzorky a s prvým štádiom tvorby nových zložiek.

Prítomnosť ílových minerálov montmorilonitu a illitu bola preskúmaná aj röntgenograficky. Metódou na prechod zistená hodnota bazálneho reflexu prírodnej

vzorky montmorilonitu bola 14,5 kX. Po nasýtení glycerínom stúpla na 17,7 kX. Čiara 10,1 kX charakterizujúca illit vykazovala na oboch snímkach rovnaké hodnoty.

Chemickú analýzu vzorky urobil P. Lešták. Analýzu porovnáваме s výsledkami flyšových tufitov, publikovanými v prácach A. Tokarského, J. Tokarského (1954 a O. S. Vjalova, N. R. Ladyžianského, L. G. Tkačuka (1951). Porovnanie je na tabuľke 1.

Tabuľka 1

	1	2	3
SiO ₂	47,56	61,62	70,02
TiO ₂	,55	,10	,20
Al ₂ O ₃	18,99	15,66	10,74
Fe ₂ O ₃	3,40	3,53	2,92
FeO	,51	—	—
NnO	,10	—	—
MgO	3,49	2,77	1,38
CaO	4,39	2,62	1,80
K ₂ O ₂	,90	1,25	1,68
Na ₂ O	,33	,31	,360
P ₂ O ₅	,26	—	—
+H ₂ O	9,88	3,99	2,60
-H ₂ O	9,16	8,15	5,48
	99,52	100,19	100,41

1 Chemická analýza montmorilonitu od Raslavíc.

2 Citované z práce Tokarski A., Tokarski J. (1954).

3 Citované z práce Vjalova O. S., Ladyžinskij N. R., Tkačuk L. (1951).

V tabuľke je nápadný rozdiel v obsahu SiO₂, ktorý je v našom montmorilonite podstatne nižší. Opačné pomery sú u kysličníka hlinitého, ktorého časť je viazaná vo vrstvách tetraedrov, zvyšky vo vrstve oktaedrov. Porovnaním kyslých a zásaditých zložiek v analýze bola zistená mierna prevaha kyslých zložiek, čo poukazuje na pomerne kyslý charakter vulkanizmu.

V malcovských vrstvách sme našli paleogénne sedimenty s vulkanickými prvkami, ktoré sú stratigraficky odlišné. Podľa mikropaleontologického spracovania O. Samuela (1958) predstavujú malcovské vrstvy najvyšší vrchný eocén až spodný oligocén. Treba dodať, že fauna veľkých foraminifer, ktorú F. Bieda

(1957) spracoval a určil ako vrchný eocén pochádza z podložia raslavického paleogénu z numulitových zlepcov. Tieto zlepence vystupujú stratigraficky nad pestrými slieňmi s vrchnoeocénnou globigerínovou asociáciou a pod menilitovými bridlicami. Preto môžeme pripustiť až oligocénny vek maľcovských vrstiev, faciálne veľmi zhodných s krosnenskými.

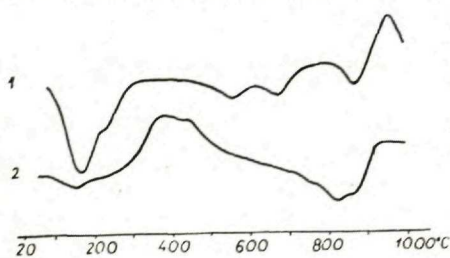
Vo vrchných polohách maľcovských vrstiev asi 1 km južne od Giraltovec na svahoch doliny Tople v povrchových odkryvoch pri stavenisku čs. štát. ciest sme našli 2–3 cm vložku illitického ílovca svetlosivomodrej farby. Ílovec ľahko zvetráva a rozpadáva sa na lístkovité šupiny.

V odobranej vzorke sa našli tieto ťažké minerály:

minerál.	počet zrn	%
granát	32	76,2
zirkón	4	9,5
turmalín	1	2,4
amfibol	1	2,4
opaktné minerály	4	9,5

V ľahkej frakcii je prítomný α -kremeň, glaukonit, plagioklas, autigénny kalcit a vulkanické sklo.

Výsledkom diferenčnej termnickej analýzy je krivka 2 na obr. 3. Krivka je značne odlišná od predchádzajúcich. Vystupuje na nej mohutná exotermná výchylka, ktorá medzi 250 °C a 600 °C prekrýva ostatné reakcie. Vysokoteplotná endotermná výchylka má dva ohyby pri 830 °C a 880 °C. Prvý je znakom rozkladu uhličitanu (kalcitu), ktorý je spojený s rozkladom illitu. Veľká zmena nulovej polohy je pôsobená dvoma faktormi: spiekaním ílového materiálu a zmenou tepelnej vodivosti po rozklade uhličitanu. Na krivke chýba endotermná



Obr. 3.

výchylka medzi 500 °C a 600 °C, ktorá je dôkazom prítomnosti illitu.

Röntgenografickým rozborom sme zistili prítomnosť illitu a α -kremeňa.

Uvedenú asociáciu ťažkých minerálov a vulkanického skla s illitom možno vysvetliť obdobne ako u vzorky z Kalnej Rostoky.

Z á v e r

Vulkanickú činnosť, zistenú v paleogéne na východnom Slovensku, môžeme fixovať do troch období (stratigrafických): v *strednom eocéne* (v zlínskych vrstvách), vo *vrchnom eocéne* (reprezentovaný sedimentárnym reliktom vo forme

montmorilonitických a illitických ílovcov v menilitových vrstvách) a konečne, stratigraficky najvyššie zistené stopy paleogénneho vulkanizmu v *malcovských vrstvách* sú pravdepodobne odrazom intenzívnej oligocénnej vulkanickej činnosti, ktorá sa zreteľne prejavuje v krosnensko-menilitovej sérii východných flyšových Karpát. Geografické rozšírenie paleogénnych sedimentov s vulkanickými prvkami svedčí o intenzívnej a širokej vulkanickej činnosti. Jej produkty sa usadzovali na sever od centrálnych masívov Karpát vo vonkajších flyšových oblastiach, nespomínajúc ich značné pozdĺžne rozšírenie v smere karpatského oblúka.

Treba dodať, že vulkanické masívy Popričného, Vihorlatu a Slánskych vrchov nedodávali vulkanický materiál paleogénnej sedimentácii. Napriek tomu, že značná ich časť, zvlášť Vihorlat a Popričný vystupujú vo flyšovom pásme, mnohé telesá týchto masívov kontaktne premieňajú susedné silne zvrásnené flyšové útvary (zlínske, belovežské vrstvy). Samotné andezity sú neporušené a nemajú stopy po horotvorných pochodoch, ktoré postihli flyš. Andezity vulkanických masívov východného Slovenska, ako to potvrdzujú posledné výskumy, sú nepomerne mladšie, vznikali v neogéne, a hlavne koncom pliocénu.

Opirajúc sa o mineralogicko-petrografické a chemické rozborý, prikláňame sa k názoru, že *paleogénny vulkanizmus je kyslého až intermediárneho charakteru.*

*Geologický ústav Dionýza Štúra.
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Alexandrovicz S. — Parachoniak, 1958. Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. Acta Geol. Pol., vol. VIII., No. 2, Warszawa. — [2] Bieda Fr., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. sborník VIII, č. 1. Bratislava. — [3] Birkenmajer K. — Wieser T., 1956: Tufity w warstwach pstrych oslony pieninskiego pasa skalkowego. Acta Geol. Pol., vol. VI., Warszawa. — [4] Bradley W. F., Grim R. E., 1951: High temperature thermal effects of clay and related materials. Am. Min. vol. 36, Urbana. — [5] Brindley G. W., 1951: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. The Mineralog. Soc. Londýn. — [6] Caillere S.—Henin S., 1949: Transformation of minerals of the montmorillonite family into 10 A micas. Min. Mag. vol. 28. Londýn. — [7] Čuchrov F. V., 1955: Kolloidy v zemnej kore. Izd. AN. SSSR. Moskva. — [8] Filipescu M., 1940: Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajan et du Slanic—Basca Mare (Buzau). C.-R. Séances Inst. Géol. Roumaine, No 23. București. — [9] Krejci Graf K. — Wetzell W., 1936: Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete. Arch. Lagerst. Forsch., H. 62. Berlín. — [10] Książkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundschau, Band 45, H. 2. Stuttgart. — [11] Książkiewicz M., — Wieser T., 1954: Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathians Flysch. Bull. Inst. Acad. Pol. Sci., Cl. III. vol. II., No 6. Warszawa. — [12] Leško B., 1958. Prehľadný geologický výskum útesového pásma a magurského flyša medzi riekou Sekčovou a Topľou. Geofond GÜDŠ, Bratislava. — [13] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zpr. 14, Bratislava. — [14] Merlič B. V. — Spítkovská S. M.,

1957: Paleogenovaja faza vulkanizma v Vostočnych Karpatach. Geol. Szor. N. 4., Lvov. — [15] Samuel O., 1958: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrchových vzorkov zo širšieho okolia Lipovca, Giraltoviec a Medzilaboriec. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [16] Świdziński H., 1938: Quelques observations sur la géologie des environs de Seletyn, Bucovine. Bull. Serv. Géol. Pol. t. IX. Warszawa. — [17] Świdziński H., 1947: Słownik stratigraficzny Północnych Karpat fliszowych. Service Geol. d. Pologne, Inst. Géol. de Pologne, Bull. 37. Warszawa. — [18] Tokarski A., — Tokarski J., 1954: On the Tuffite Layer of the Upper Krosno Beds in the Dukla Region of the Carpathians. Bull. d. Acad. Pol. d. Sciences. Cl. III. No. 8. Warszawa. — [19] Vjalov O. S., — Ladyžinskij N. R., — Tkačuk L., 1951: Tufitovoj gorizont v menilitovej serii Vostočnych Karpat. Dokl. An. SSSR. t. LXXIX, No. 1. Moskva—Leningrad.

LEŠKO—ĐURKOVIČ—ČÍČEL

TRACES OF PALEOGENE VOLCANISM OF EASTERN SLOVAKIA

Volcanic activity found in paleogene of Eastern Slovakia we may fixed into three stratigraphic epoch. Traces of volcanic activity founded in Zlin beds (middle eocene) and in Malcov and Menilit beds (upper eocene-oligocene) has form of montmorillonitic and illitic shales with relicts of volcanic glass. Our opinion is that montmorillonitic shales are total changed volcanic ashes sedimentated in bituminous environment of menilit beds. Untouched with weathering are only hard minerals (apatite, zirkon, staurolit and garnets). Sign of volcanism in sedimentation period of illitic shales in Malcov and Zlin beds is presence of unweathered volcanic glass.

This volcanic activity is good expressed in Krosno-Menilit series of East Carpathian Flysch. Occurrences of paleogene sediments with volcanic elements shows, that volcanism of this period was intensive and wide. Accordind te the data of mineralogical, petrographical and chemical analyses is probable that volcanism of paleogene had acide or intermediary character.

It is clear, that we cannt found the source of volcanic material in east Slovakiem neovolcanites, because they are younger (neogenous).

B. Leško: Explanation to the geologic sketch of Eastern Slovakia.

1 — neogene and paleogene of south Slovakia, 2 — neovolcanites, 3 — central Carpathian paleogene, 4 — Magura Flysch and Flysch near klippen together, 5 — Krosno-Menilit Flysch with Magura lithofacial elements, 6 — inside of Dukla—Užok folds, 7 — Crystallinum and sediments elder than paleogene of klippen zone, 8 — Inportant tectonic lines, 9 — localites of paleogene sediments with volcanic elements.

Explanation to figures (tab. XI):

Fig. 1. Apatite and zirkon from montmorillonitic shale (Vyšné Raslavice). $\times 50$. Foto: Vrbovský.

Fig. 2. Idiomorphus zirkon with inclusion from montmorillonite shale (Vyšné Raslavice). $\times 530$. Foto: Vrbovský.

DUŠAN KUBÍNY

ZPRÁVA O PREHLADNOM GEOLOGICKOM MAPOVANÍ V ŠIRŠOM OKOLÍ KRÁLOVEJ HOLE

(1 mapa, 2 profily, nemecké resumé)

V práci podávam výsledky základného geologického výskumu v širšom okolí Kráľovej hole pre prehľadnú geologickú mapu.

Tematicky i územne naväzuje táto práca na zverejnené výsledky základného výskumu z okolia Fabovej hole (Kubíny 1958).

Súčasne podávam prehľad starších poznatkov o severných veporidách a opis geologických pomerov v širšom okolí Kráľovej hole. Hlavnú pozornosť venujem otázkam metamorfizmu a tektoniky predmetného územia.

Geografia a geomorfológia

Zmapované územie patrí k východnej — veporidnej časti nízkotatranského jadrového pohoria. Geologické mapovanie som robil východne od Veľkého Boka na území Veľkej i Malej Vápenice (k. 1570,2 a k. 1486,1) a na východ od helpianských kyzových ložísk s najvyššími bodmi: Bartková (výška 1748,5), Stredná hoľa (k. 1836), Kráľova hoľa (k. 1943) a Úplaz (k. 1557,4). Na severe je územie ohraničené Ždiarskym potokom, Kolibiskom (k. 1387), Záturňou (k. 1276) a Úplazom, odkiaľ sa hranica mapovaného územia stáča na juhovýchod k Švermovu (Telgárt). Južné ohraničenie tvorí čiara Švermovo—Šumiac—Pohorelá.

Geomorfologicky je mapované územie charakterizované viacerými vývojovými štádiami. Od vyvrásnenia veporid dôležitými etapami geomorfologického vývoja boli: trefohorná sedimentácia, vznik mladých zlomov, pleistocénne zaľadnenie, soliflukčné procesy staré i mladé a akumulácia kvartérnych prevažne pleistocénnych nánosov.

Glaciálny fenomén sa uplatnil hlavne v okolí Kráľovej hole. Na severných svahoch širšieho okolia Kráľovej hole sa vyvinuli tri typické glaciálne kotly s morénovými akumuláciami netriedených balvanov. V tejto časti Nízkych Tatier boli to ľadovce malé a jednoduché s jedným ľadovcovým karom.

Typické ladovcové kotly sú:

1. *brúnovský kar* severne od Strednej hole, ktorý je najmohutnejší; má typický vývin s mohutnými morénovými valmi, hlavne bočnými;
2. *orlavský východný kar* je menej typický, leží SV od Orľavy (k. 1644,3);
3. *orlavský západný kar* je typicky vyvinutý, leží SZ od Orľavy.

Okrem toho sa na iných miestach severných a hlavne južných svahov Nízkyh Tatier vyvinuli kary firnových a snehových ladovcov. Južne od Kráľovej hole sú tri takéto kary a v ich dolinách sa vytvorili terasy z fluvio-glaciálneho materiálu. Medzi Orľavou a Prostrednou hoľou je jeden zložitý firnový ladovcový kar a na južných svahoch Bartkovej tri menšie. V ich dolinách sú fluvio-glaciálne akumulácie morénového alebo údolného charakteru.

Bibliografický prehľad

Geologické mapovanie kryštalinika širšieho okolia Kráľovej hole sa doteraz nerobilo. Staršie práce, dotýkajúce sa predmetného územia, sa vykonávali hlavne v mezozoických terénoch. Samotné kryštalinikum tohto územia bolo predmetom pozornosti niektorých autorov skoro výlučne len ako tektonický element.

Zo starších prác zaujímavé údaje podáva F. A n d r i á n (1858). Okrem opisného pomenovania niektorých typov kryštalickej bridlice (napr. Glimmer- und Thonschiefer, dnešné diafiority až fylonity kryštalickej bridlice uvádza, že ruly Kráľovej hole nie sú erupčívneho pôvodu a že kryštalickej bridlice na území Kráľovej hole sú charakterizované jemnou bridličnatosťou (ide zrejme o neobridličnatosť fylonitov). Z ďalších prác opisné označenie hornín kryštalinika uvádza D. Š t ú r (1878). Jeho názvy niektorých typov kryštalickej bridlice sa väčšinou zhodujú s názvami užívanými už F. B e u d a n t o m (1822). Viac zmienok o tomto teréne obsahuje syntetizujúci článok V. Z o u b k a (1935), ktorý z vrchola Kráľovej hole uvádza biotitické pararuly, dokonale diafiorizované. Tieto bridlice považuje za kryhu v zbridličnatených granitoch Kráľovej hole. Podľa mojich zistení nejde na tomto území o kryhu kryštalickej bridlice v granodioritoch, ale o tektonickú šupinu, ležiacu na zbridličnatených až fylonitizovaných epigranodioritoch. Líniu rozhrania zóny Kráľovej hole a krakľovskej interpretuje V. Z o u b e k severne od Pohorelej. Tento priebeh línie stotožňuje sa so zlomom, ktorý som zistil vo vnútri krakľovského kryštalinika severne od Pohorelej. Skutočný priebeh rozhrania zón na hlavnom hrebeni je asi 5 km na východ, na území Strednej hole. Svoj názor na priebeh hranice oboch zón nemení V. Z o u b e k ani v poslednom syntetizujúcom článku (1957). Podľa jeho tektonickej interpretácie najvýchodnejšiu časť krakľovského kryštalinika tvoria „amfibolity“ Prednej hole a Pálenice, kde podliehajú úplnej tektonickej redukcii (transverzálnej osnej depresii).

Podľa môjho názoru tento pruh zelených bridlice a porfýroidov nemá žiadne

spojenie s krakovským kryštalinikom na západ od k. 1438 a najpravdepodobnejšie patrí k sérii porfýroido-bridličnatej (karbón-verukáno?), ktorej členy ležia v podloží karbónskeho pruhu vernárskeho tektonického polookna. Podobné výskyty zelených bridlíc našiel som v tejto sérii pri Hnileckom potoku, východne od Troch Studní (k. 1508).

Kryštalické vápence a čierne fylity SZ od Švermova považuje V. Zoubek za karbónske na základe porovnania s karbonátovým súvrstvom od Vernáru. Toto zaradenie preberá i Z. Poubá (1951, 1953). Na základe viacerých faktorov zistených pri mapovaní, súdim, že tieto série patria k mezozoickému, dislokačne metamorfovanému a vo väčšine presunovanému obalu veporidného kryštalinika. Jedinou pohnútkou pre zaradenie týchto vrstiev do karbónu bolo ich podložné vystupovanie pod chočským mezozoikom na kryštaliniku, ktoré malo patriť k pôvodnému podložíu chočského príkrovu. Okrem toho vývin týchto vrstiev je odlišný od vývinu chočského. Ďalším kritériom pre určenie veku bola prítomnosť ílovitých a čiernych bridlíc. Tu je však zrejmy rozdiel medzi vývinom súvrstvia bridlíc čiernych a karbónskych, vystupujúcich v podloží chočského mezozoika západne od Vernára.

Predmetného územia sa týkajú hlavne mapovacie práce R. Kettnera (1937), ktorý v kryštaliniku opisuje silne stlačené granity, ktoré môžu mať vzhľad až bridličnatý. Silnou diskolačnou metamorfózou sú postihnuté aj kryštalické bridlice, ktoré bývajú postihnuté spätnou premenou, miestami až na sericiticko-chloritické svory. O zelených bridliciach a porfýroidoch preberá R. Kettner názor V. Zoubka, že ide o krakovskú zónu. Pararuly a migmatity v doline Ondrejcovho potoka považuje R. Kettner za ortoruly a zaraďuje ich ku tatrídnuému kryštaliniku. V. Zoubek (1935) zaraďuje toto kryštalinikum správne ku krakovskému.

Pre oddelenie tohto kryštalinika od veporidného niet dôvodu, lebo kvarcity sú práve tak obalové ako tie, ktoré Kettner interpretuje ako súčasť križňanského príkrovu na severných svahoch Kráľovej hole.

Zložitú tektonickú štruktúru konštatuje Kettner medzi prameniskom Čierneho Váhu, Troma Studňami, Úplazom a Prednou hoľou. Väčšinu tohto územia budujú podľa R. Kettnera svorové fylity a porfýroidy krakovskej zóny, medzi ktorými sú mezozoické pruhy neznámeho veku.

Ako som už spomenul, nepatria porfýroidy a zelené bridlice ku krakovskému kryštaliniku, ale k mladšej sérii tejto tektonickej jednotky v pramenisku Hnilca a vo vernárskom tektonickom polookne.

Väčšina dislokačne metamorfovaných kvarcitov sa mýlne považovala za porfýroidy a sericitické svory. Biele, miestami kryštalické vápence a dolomity patria k mezozoickému obalu veporidného kryštalinika. Tu sú tieto vrstvy, najmä kvarcity zošupinatené a komplikujú tektonickú štruktúru územia.

Najmä tektonické závery R. Schönenberga (1948) dotýkajú sa čias-

točne predmetného územia. Podľa neho masív Treštníka mal pri vrchnokriedovom vrásnení pohyb severozápadného smeru, čím spôsoboval, že na juhozápad od Besníka, teda od najsevernejšieho výbežku treštnického masívu vznikali severozápadne vergentné štruktúry. Vzhľadom na niektoré závažné okolnosti o postavení niektorých mezozoických členov mapovaného územia je dôležitý aj Schöenbergov záver, že séria Föderata tvorí priamy mezozoický obal treštnického masívu. Z niekoľkých miest opisuje Schöenberg mramorovité, prekryštalizované vápence, ktoré vystupujú spolu s bunkovitými a zbridličnatými tmavošedými vápencami. Všetky tieto typy nachádzajú sa na niekoľkých miestach na východných a juhovýchodných svahoch Kráľovej hole, najmä však na území Holej Pálenice okolo prameňa Hnilca.

Z kryštalínika Kráľovej hole udáva niekoľko poznatkov P o u b a (1953), ktorý konštatuje, že v kryštalíniku Kráľovej hole možno rozlíšiť dva typy žúl: kyslejší — mikroklinový na južných svahoch hole a bázičkejší v severovýchodnom cípe kryštalínika. Podľa P o u b u je prvý typ granitu mladší ako typ druhý, avšak obidva sú často zbridličnaté. Pre sériu kvarciticých bridlíc, vápencov, dolomitov a šedých až čiernych bridlíc v okolí Švermova preberá staršie karbónske označenie. Karbón, spodný i stredný trias niektorých vrstiev považuje za gemeridy.

Pre vzťah niektorých mezozoických sérií sú dôležité niektoré závery M. M a h e l a (1954, 1957) zo susedných oblastí Stratenskej hornatiny. Podľa neho neexistuje žiadny podstatný rozdiel medzi severogemeridným mezozoikom a sériou Föderata, ktoré do seba čiastočne prechádzajú a mení sa čiastočne len ich faciálny vývoj v blízkosti treštnickej antiklinálnej klenby. M. M a h e l v y s l o v u j e d o m n i e n k u, či aj muránske mezozoikum nepredstavuje autochtónny vývin.

Bibliografické poznámky o metamorfizme veporíd

Pretože sa prehľadné mapovanie vo veporidách, až na niektoré menšie územia dokončuje, bude vhodné uviesť stručný prehľad doterajších názorov na metamorfizmus veporíd.

Vo veľkom diele F. B e u d a n t a (1822) niet vôbec súvislejšej zmienky o kryštalíniku. Pretože v tom čase neboli známe tektonické jednotky Karpát — okrem jadrových pohorí, druho- trefo- a štvrtohôr a mladých vulkanitov, o horninách veporidného kryštalínika je zmienka pri opise tatrídneho kryštalínika. Tak napr. B e u d a n t s p o m í n a s v o r y (*mica-schiste*) a granity z okolia Kráľovej hole a Prašivej (str. 437). Na inom mieste (str. 458) opisuje granity, ruly a sludnaté bridlice z okolia Lubietovej a Hronca, pričom podotýka, že podobné sa nachádzajú aj v Gemeri. Ide zrejme o zámenu s fylitmi. Na str. 473 je obširnejšia zmienka o kryštalíniku a opisuje tu jednoduché zloženie granitov (spomínajú sa i červené veľké živce). Kryštalické parabridlice opisuje ako *svory* (*Glimmer-*

schiefer), ďalej bridlice muskovitické (*Muskovitschiefer*) a ílovité (*Thonschiefer*), ktoré môžu byť veľmi bohaté na sludy alebo na kremeň. Bridlice bohaté na kremeň označuje ako *kremité bridlice* (*Quarzschiefer*); kryštalické bridlice bohaté na sludy zrejme predstavujú svorové typy diafortitov fylonitov v oblastiach ako je Hronec, HeĽpa a i. Ďalej sa tu spomínajú amfibolické horniny rozlične zbridličnatené (*Hornblendschiefer* — amfibolické bridlice — podľa Wernera; *Amfibolite schistoide* — podľa Brogna) a podáva sa aj jednoduchá petrografická charakteristika. Ide opäť zrejme o amfibolity z okolia Hronca, kde tvoria mocný pruh v krakovskej zóne.

D. Štúr (1868) hovorí o pruhoch kryštalických bridlíc podľa makroskopického opisu alebo vzhľadu.

Veporidy ako geologickú a tektonickú jednotku po prvý raz interpretuje V. Uhlig, ktorý ich označuje ako Veporgebirge (Veporské pohorie) a považuje za súčasť veľkého jadrového pohoria vo vnútri Karpát. Nazval ich vnútorným pásmom (der innere Gürtel), D. Štúr zase ako volovecký masív (Volovecmassiv). V geologickom zložení tohto jadrového pohoria sú zastúpené hlavne *prahory* (*Urgebirge*), *granitické intrúzie* (*Granitintrusionen*), *metamorfované bridlice* (*metamorphe Schiefer*), ďalej *rudonosná séria* (*die erzführende Serie*) s jej bázickými intrúziami a napokon *uhlonosná formácia* (*Kohlenformation*) (str. 42, 692).

Petrograficky a metamorfogénne ostali veporidy i naďalej nepreskúmané. Ďalšie geologické práce od Beudanta, cez Štúra, Fötterleho a Hauera obmedzovali sa na petrografické označenie ako ruly (*Gneis*), svory (*Glimmerschiefer*) alebo ílovité bridlice (*Tonschiefer*). D. Štúr opisuje vo svojej práci (1868) dosť obširne makro- a čiastočne i mikroskopicky horniny kryštalinika.

Až po dlhšom časovom odstupe dostávajú sa veporidy do popredia záujmu českých geológov, najmä Kettnera, Zoubka, Koutka a iných. R. Kettner (1927) predpokladá koreňovú zónu subtatranských príkrovov na juh od Nízkych Tatier a Hrona a doslovne píše: „Koreňová oblasť svrchných príkrovců subtatranských leží patrne ďaleko jižně od Hronu v pohoří Veporu, neb ještě dále.“

Mnohé práce V. Zoubka a neskoršie R. Kettnera z územia Kráľovej hole potvrdili tieto predpoklady. R. Kettner konštatuje na území medzi Troma Studňami a Holičnou silnú dislokačnú metamorfózu u granodioritov, ale aj u ostatných členov kryštalinika. No, najväčšiu zásluhu o objasnenie metamorfizmu veporidného kryštalinika mal V. Zoubek. Jeho výskum a detailné rozpracovanie niektorých častí Veporíd podstatne rozšírili poznatky o tomto jadrovom pohorí. Už prvé práce (1928, 1931, 1935) okrem výstižnej charakteristiky geologickej stavby niektorých častí veporíd, hlavne zo styku zóny krakovskej s kráľovoľskou, Ľubietovskou a s tatridmi, zaoberajú sa hlavne problematikou postavenia jednotlivých tektonických jednotiek a ich funkciou v karpatskom horotvornom procese. Tieto štúdiá obsiahnuté v súbornom spise z r. 1936 podstatne

prispeli k syntetizujúcemu rozboru veporíd a západokarpatského kryštalinika vöbec. R. 1932 konštatuje Z o u b e k v príspevku o výsledkoch geologického mapovania na liste Revúca, dislokačné postihnutie žúl pod muráňskym plateau ako variabilné, rytmické, tektonické postihnutie.

V „migmatitovej“ zóne, južne od „muráňskej“ konštatuje rovnaký typ diaforézy ako v zónach severnejších, napr. v krakovskej. Na tomto území zistil, že silnej dislokačnej metamorfóze podliehajú aj sedimentárne horniny, ktoré podľa neho majú byť mladšie ako mladopaleozoické. Katametamorfný charakter veporidného kryštalinika uvádza V. Z o u b e k r. 1936. Karpatský orogén spôsobil svojou rozsiahlou dynamometamorfózou syn- až posttektonickú rekryštalizáciu, ktorá sa prejavuje najmarkantnejšie na žulách, kde rekryštalizačná fácia v regionálnom zmysle je veľmi odlišná od facií tatridných zón tektonického porušenia. Intenzívna dislokačná metamorfóza sa prejavila predovšetkým vo „Walzzone“, t. j. v podložnom subtatranskom kryštaliniku a v niektorých prípadoch aj u vyšších členov mladšieho paleozoika, resp. mezozoika, napr. pri zavrásnení do úzkych synklinálnych pruhov v staršom kryštaliniku. V novších výskumoch konštatuje V. Z o u b e k z veporíd z okolia Veľkého Boku (1952), že veporidné kryštalinikum bolo diaforizované v subtatranskej fáze a len miestami sa v tlakových tienoch zachovali pôvodné katametamorfné typy. Doslova píše: „Vyšší stupeň spätnej premeny značí epiortoruly, epimigmatity a epipararuly, v ktorých je väčšinou biotit chloritizovaný, živce značne sericitizované a štruktúra miestami postihnutá mladým zbridičnatením, avšak pôvodný ráz horniny zostáva dobre viditeľný. Najsilnejší stupeň diaforézy vedie ku vzniku svorových hornín (chloriticko-sericitické fylonity, ako diafority pararúl a sericitické fylity chudobné chloritom alebo bez chloritu ako diafority žulorúl.“ Amfibolity sa zmenili na epiamfibolity a žuly (granodiority) dumbierskeho typu na epigranit, pričom hornina nebola zbridičnatená. Z mezozoika križňanského príkrova uvádza Zoubek „bunečnaté vápence“ ako tektonickú faciú dolomitov.

Kontaktný metamorfizmus variských žúl (granodioritov) uvádza J. Š u t (1933) z hraničného územia medzi veporidmi a gemeridmi, napr. v hornej časti doliny Slatviny, v Krokavskom potoku a v okolí Čertiaca a Ratkovskej Zdychavy, kde kontaktný dvor dosahuje šírku až 1 km. Západne od Želvanu vyskytujú sa kontaktné biotitické rohovce s granátom, kordieritom, kremeňom a amfibolom, ďalej prekremenené bridlice s tuhou a pyrhotínom. Inde sú to len biotitické ruly. Kontaktné horniny prechádzajú ďalej zo žúl do normálnych fylitov. Iné metamorfity uvádza autor južne od Ratkovskej Bystrej. Sú to chloritizované a sericitizované porfýroidy, uzavreté v žulách (granodioritoch). Dislokačnú metamorfózu uvádza autor z územia južne a juhovýchodne od kontaktnej zóny. Pásmo pieskovecov prichádza na južnom svahu Želvanu do styku so žulou, pieskovce však nie sú kontaktne zmenené, ale sú po celej dĺžke intenzívne dislokované.

R. S c h ö n e n b e r g (1949) uvádza, že sedimentárne členy tzv. Förderata

série sú niekedy natoľko zmenené, že ich nemožno rozlíšiť od podložného veporidného kryštalinika. Považuje ich za druhohorné. Predtým už najmä P. Rozložník (1935) konštatoval u tejto série silné zbridličnatenie, ktorého intenzita klesá smerom k Šajbe. V tej istej práci opisuje niektoré metamorfity bázik z okolia Dobšinej; ich metamorfózu podľa neho spôsobilo karpatské vrásnenie. Schönnenbergove názory na sériu Föderata potvrdzuje aj J. Kamenický (1951).

Zo styku gemeríd s veporidmi konštatuje V. Zoubek a L. Snopko (1955) silné zbridličnatenie žúl Kohúta na sericitické a chloriticko-sericitické fylonity.

Z. Poubá (1951) udáva, že okolie Pb, Zn-rúd z ložiska Livius-Samuel pri Novej Maši v Rácovskej doline je budované monotonne epimetamorfovanými žulami (epigranitmi), ktoré bývajú na juhu ojedinele prestúpené mladšími leukokrátymi žulami.

Juhozápadnej časti veporíd dotýkajú sa zprávy A. Bieleho (1955) z okolia Lovinobane a J. Valacha (1956) z okolia Tuhára. Biely konštatuje, že najmä horniny tisoveckej zóny sú postihnuté silnou dislokačnou metamorfózou. J. Valach opisuje z okolia Tuhára rôzne typy mylonitov, ktoré budujú pásma smeru JV—SZ.

V západnom Gemeri pracovala skupina slovenských geológov pod vedením D. Andrusova a V. Zoubka. Mapované územie tu predstavuje styk gemeridov s veporidmi. M. Mišík rozlišuje vo veporidoch zóny svorov (biotitických fylitov so slabou regionálnou metamorfózou), kde rozlíšil: biotitický fylit, niekedy granatický, sericiticko-chloritické fylity, plodové bridlice, amfibolity (metamorfované diabázové tufy), epizuly — intrúziu ktorých pričleňuje ku kohútskej — gabrodiorit epizonálne zmenený, epilamprofýry (približne spessartitového zloženia) a žuly kohútskeho masívu. Kontaktnú metamorfózu u žulových apofýz i u žúl kohútskych berie s rezervou; naproti tomu J. Šuf konštatoval na mnohých miestach zjavný kontaktný dvor. A. Nemček rozlišuje vo veporidoch na území od Rimavskej Bane a Rimavskej Lehoty až po Bystrú dolinu neďaleko Železníka svorovú sériu (svory a sericit-chloritické fylity), ktorá bola okrem regionálnej metamorfózy (variskej) postihnutá aj kontaktnou metamorfózou žúl Hiaku a Orlice a na niektorých miestach i dislokačnou metamorfózou. Fylonity svorov sú jemne bridličnaté horniny modratej, sivej až zelenej farby. Žulové diafortity (Šufove porfýroidy) sprevádzajú tektonickú poruchu severovýchodne do Ratkovského Bystrého. Fylonitový pruh dosahuje šírku až 80 m.

Geologická stavba

Veporidné kryštalinikum mapovaného územia predstavuje severovýchodné ukončenie centrálného úseku jadrového pohoria veporíd. Okrem mapovania v kryštali-

niku robil som aj mapovanie niektorých predmezozoických a mezozoických útvarov na okraji katakryštalínika za účelom správnej tektonickej interpretácie:

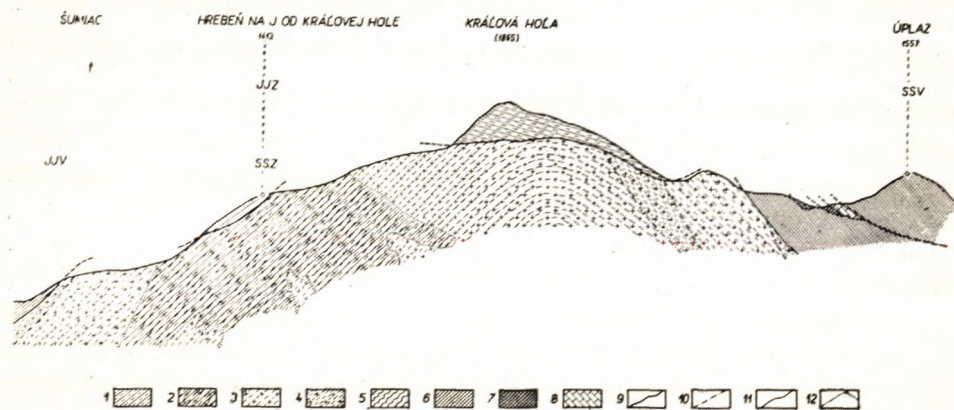
- vzťahu kryštalínika tektonických zón k ich nadložiu, k mezozoickým i predmezozoickým útvarom obalu resp. vyšších tektonických jednotiek;
- vzťahu tektonometamorfných pochodov kryštalínika, ktoré boli v priamej súvislosti s tektonickými pochodmi nadložných, mladších más s odlišným tektonickým štýlom.

Geologické mapy kryštalínika som zhotovil (v rozsahu prehľadného mapovania) tak, aby vynikla stratigraficko-petrografická variská stavba i kriedová tektonometamorfná štruktúrna stavba, vtláčaná tektonometamorfnými pochodmi kriedového vyvrásnenia Západných Karpát. Tak vznikli stratigraficko-petrografické hranice kryštalických útvarov a hranice tektonometamorfných útvarov, ktoré boli zvýraznené čiastočne aj odlišnými znakmi. Často sa tieto hranice kryjú, lebo tektonometamorfné pochody sa prejavili monometamorfným účinkom v prostredí homogénom; časté sú však aj príklady opačné, že totiž v prostredí relatívne homogénom sa prejavili polymetamorfné účinky diskolačnej metamorfózy.

Geologickú stavbu mapovaného územia tvoria:

- katakryštalické útvary prevažne s neoídnou rekryštalizáciou,
- mladopaleozoické útvary /karbón, verukáno(?)/,
- mezozoické útvary,
- pokrývne útvary.

Geologický profil širšieho okolia Kráľovej hole I.



- Kryštalické bridlice dislokačne silne zbridičnené;
- migmatity s imbibíciami, dislokačne stredne zbridičnené;
- granitoidy dislokačne stredne zbridičnené;
- granitoidy dislokačne silne zbridičnené;
- mladšie paleozoikum;
- verfénske kvarcity;
- dolomity — anis(?);
- kryštalické svetlé vápence — anis(?);
- lína nasunutia II. radu;
- hranice rôznych stupňov dislokačného metamorfizmu;
- hranice medzi útvarmi;
- hranice medzi petrofaciálnymi útvarmi.

Kryštalínikum

Ako už bolo spomenuté, kryštalínikum tejto časti veporíd malo pred alpskou etapou výlučne katametamorfný vývin.

Na mapovanom území vystupujú kryštalické útvary dvoch tektonických zón veporíd:

- a) kryštalínikum kraklovské
- b) kryštalínikum kráľovohoľské.

Odlišné znaky týchto kryštalíníkov boli už zverejnené (V. Zoubek 1935, 1946; D. Andrusov 1938; D. Kubíny 1954, 1958). Obmedzím sa preto len na predmetné územie. Predovšetkým treba konštatovať, že v tejto časti veporíd sa stratigraficko-petrografický vývoj týchto dvoch kryštalíníkov, oddelených výraznou tektonickou líniou prvého radu, veľmi zblízuje. Hlavný znak zblíženia — podobnosti medzi kraklovským a kráľovohoľským kryštalínikom — je pribúdanie granitoidov v kraklovskom kryštalíniku, ktoré je najvýraznejšie v najvýchodnejšej časti kryštalínika, na sever od hrebeňa medzi Bartkovou a Kráľovou holou. Na tomto území bola v minulosti (V. Zoubek 1935, 1957, R. Kettner 1937) umelo interpretovaná hranica medzi oboma zónami. Pre granodiority kraklovského kryštalínika je charakteristický lokálny vývin granodioritových *porfýritov* s prechodmi do normálnych granodioritov až kremitých dioritov. Od granodioritov sa líšia len zvláštnym vývojom kremenných zŕn, ktoré sa u granitov a granodioritov už pri slabších dislokačných vplyvoch rozpadávajú na množstvo sekundárne ohraničených zŕn, u porfýritov sú veľmi odolné voči dislokačným vplyvom. Podobný zjav som v kráľovohoľských granitoch a granitoidoch nepozoroval. Ďalšia rozdielnosť je v tektonometamorfných vplyvoch. V kraklovskom kryštalíniku stále prevláda *vnútroštruktúrny dislokačne metamorfný štýl* (príkře sklony sekundárnej bridličnatosti, zavrásnené pruhy obalových kvarcitov), v kráľovohoľskom zas *povrchový dislokačne tektonometamorfný štýl* (mierne sklony neobridličnatosti). Kraklovské kryštalínikum je často zošupinaté, kráľovohoľské naproti tomu tvorí klenby na povrchu dislokačne zbridličnatené a porušené dislokáciami veľkých rozmerov (klenba Fabovej a Kráľovej hole).

K r a k l o v s k é k r y š t a l í n i k u m. Kryštalický komplex kraklovskej zóny vystupuje na severozápade od línie rozhrania oboch zón. V mapovanom území prebieha táto línia takto: z územia južne od Hrona, teda zo smeru SV—JZ medzi Fabovou holou a Hronom (úsek mapovaný roku 1956) prechádza cez Hron pri vyústení Kopaničného potoka južne od Pohorelej a pokračuje pod prikrývkou mladých útvarov smerom severovýchodným temer paralelne s dedinou Pohorelá; v podloží tektonickej šupiny P (pohorelská) vynára sa na mieste označenom Pod Opálenou, odkiaľ prebieha smerom východo-západným do doliny Ždiarna. Tu sa stáča na sever na východných svahoch Ždiarskej doliny a prechádza na hlavný

hrebeň k. 1836 (Predná hoľa), odkiaľ pokračuje smerom severovýchodným priamo na Úplaz. V oblasti prameňa Čierneho Váhu je línia rozhrania prikrytá mladšími útvarmi, hlavne verfénskymi kvarcitmi. Hĺbkovým pokračovaním línie rozhrania sú príkro vztýčené členy porfýroido-bridličnatej série — zelené bridlice, porfýroidy — a triasu v tektonickom polookne vernárskej Prednej hole.

Kraklovské kryštalinikum možno rozdeliť podľa niektorých charakteristických petrografických, faciálnych i tektonických osobitností na tri pásma:

- a) pásmo (podzóna) migmatitových pegmatitov (F e r s m a n n),
- b) koreňové pásmo tektonických šupín PŠK,
- c) pásmo ofiolitového iniciálneho vulkanizmu.

1. P á s m o m i g m a t i t o v ý c h p e g m a t i t o v

Základnou horninou kryštalinika tejto podzóny sú pararuly, ktoré vystupujú severovýchodne od Pohorelej na území zvanom Cigánka a Nad Opálenou; nevyskytujú sa tu však v typickom vývoji drobnozrnných pararúl. Predstavujú počiatočný stupeň dislokačného pôsobenia a možno ich označiť ako biotitické pararuly s šošovkovite vyvalcovaným biotitom. V pararulách tohto typu je komplex migmatitov nebulitického alebo stiktolitického charakteru s ojedinelými granitoidnými apofýzami (šošovkovitých a žilných telies). Takéto typy sú hlavne JZ a J od hlavného hrebeňa medzi Pohorelským sedlom (k. 1464) a Orlovou (k. 1831). Na juhu je komplex migmatitov a rúl ohraničený severným okrajom kvarcitov (severne od Pohorelej), severným okrajom tektonickej šupiny P a ďalej líniou nasunutia zón. Migmatity prechádzajú do granodioritových telies, ktoré spôsobujú granitizáciu, cez zónu hybridných alebo migmatitických pegmatitov. Klasické príklady takýchto prechodov možno pozorovať severne od Bartkovej (kde prevláda diafторitizačná rekryštalizácia) a v okolí apikálnej časti granodioritového telesa JZ od Orľavy. Únik pneumatolitických — pegmatitických komponentov do pararulového plášťa bol rozsiahly. Okrem hybridných pegmatitov (injekčná zložka má pegmatitový charakter a má absolútnu prevahu) a nebulitických migmatitov prenikli do vzdialenejších častí kryštalického plášťa (biotitických pararúl) aplitové žily (kremeň — živec) rôznej mocnosti od 0,5 do 4 m. Na niektorých územiach nachádzajú sa v biotitických pararulách pegmatit-aplitové žily s ojedinelým muskovitom o mocnosti od 0,5 m do 10—20 m. Takéto pegmatitové žily sú typicky vyvinuté v Ždiarskej doline a na hrebenku JV od Orľavy.

Severná časť tohto pásma je diafторizovaná; okolo hlavného hrebeňa medzi Bartkovou a Orľavou prevláda diafторitická povrchová rekryštalizácia, podmienená veľkými masami hornín, ktoré dislokačne pôsobili na podložné komplexy.

V nevelkých hĺbkach všade v spomínanom pásme biotitických pararúl migmatitov a migmatitických pegmatitov vystupujú okrem zmapovaných granitoidných telies i ďalšie, ktoré pôsobili vo svojom okolí rozsiahlu granitizáciu.

Granitoidné telesá nemajú rovnakú granitizačnú schopnosť na miestach styku s kryštalickým plášťom. Tak napr. tie isté intruzívne granitoidy severne od Bartkovej a Orlavy nespôsobujú v centrálnej a východnej časti takú rozsiahlu migmatizáciu ako v časti západnej, hoci intrúzia vnikla do kryštalického plášťa diskordantne na jeho primárnu bridličnatosť. Dá sa to vysvetliť tým, že

a) pôvodný charakter rúl na východnom okraji intruzívneho telesa je iný ako sú biotitické pararuly západnej a južnej časti kryštalického plášťa. Ruly predstavovali pôvodne typ kremitých pararúl, ktoré neboli vhodným prostredím pre migmatizačné vplyvy (obdobný príklad ako u kremitých pararúl v okolí Hrona, kde migmatizačné vplyvy intruzívnych telies kremitých dioritov a ich porfýritov sú pri vyústení riečky Rohožná a inde na Horehroní veľmi malé);

b) v týchto častiach vytvárajú sa *porfýritické typy granodioritov* až kremitých dioritov, ktoré nie sú bohaté na ľahko tekavé pegmatitové komponenty.

U biotitických pararúl, vystupujúcich na juhovýchodnom hrebeni Orlavy hlavne na cípe hrebienka, neprejavili sa žiadne pohybové vplyvy vo vnútri kryštalických bridlic; preto ani biotity nie sú šošovkovite vyvalcované ako u väčšiny rúl tohto petrograficky vcelku jednotného komplexu hornín.

2. Koreňové pásmo tektonických šupín PŠK

Ako vidno z tektonickej mapy, leží na kráľovohoľskom kryštaliniku niekoľko tektonických šupín, zložených prevažne z fylonitov pararúl a migmatitov. Z geologickej štruktúry kryštalinika vyplýva, že tieto šupiny nepatria ku kráľovohoľskému kryštaliniku.

Pásmo fylonitov medzi pásmom migmatitických pegmatitov a amfibolitických ofiolitov má všetky znaky koreňového pásma týchto šupín. Skladá sa prevažne z rovnakých fylonitov ako tektonické šupiny, čo potvrdzuje aj jeho tektonický štýl. Pásmo fylonitov je príkro zvrásnené medzi dvoma pásmami alebo príkro spadá k severu. Od severu i juhu je výrazne tektonicky oddelené od okolitého kryštalinika. Podlieha úplnej tektonickej redukcii v pohorelskom sedle.

3. Pásmo ofiolitov iniciálneho bázického vulkanizmu

Toto pásmo pokračuje ďalej na západ a je v krakovskej zóne najmohutnejšie vyvinuté. Možno ho charakterizovať hojným výskytom granitoidných telies s ich porfýritovými variétami, ako aj množstvom amfibolitov v podobe veľkých žilných telies. Tieto sú v západnej časti krakovského kryštalinika mohutné, smerom na východ prechádzajú do ofiolitových žíl, ktoré vo východnom ukončení kryštalinika celkom miznú. Smerom k východu granitoidov pribúda a prevládajú v celkovej stavbe kryštalinika. Smerom na západ prevládajú amfibolity.

Biotitické pararuly v typickom vývoji budujú časť územia v širšom okolí Veľkej Vápenice, Andrečova (okrem tektonickej šupiny Andrečova), v pohorelskom sedle i v okolí Brunova. Tieto výskyty však majú iba podradný význam a predstavujú len akési tlakové tiene

v celkovom, miestami rytmickom striedaní tektonometamorfných pruhov s rozličnou dislokačnou metamorfózou a stupňom neofidného zbridlčnatenia. V okolí Veľkej Vápenice vystupujú pararuly vo dvoch pruhoch približne východo-západného smeru. Medzi nimi sa vyvinuli i diafctority vo fylonitickom vývine. V severnom pruhu sú pararuly granitizované (arteritický typ), miestami, hlavne na východnom okraji, s častými pegmatit-aplitovými žilami.

Diafctoritické bridlice nevytvárajú v dislokačne metamorfovanom vývoji chloriticko-muskovitických a chloritických bridlic (svorový typ), resp. chloriticko-sericitických až sericitických bridlic (fylonitický typ) žiadne výrazné pruhy. Často sa stredajú, hlavne v pruhu južne od Andrečova. Na sever od hlavného hrebeňa budujú fylonity pararúl najmä územie severne od Veľkej Vápenice, okolie Malej Vápenice a hlavne širšie okolie heľpianskeho sedla Priehybka (k. 1196,4). Fylonity pararúl často kremitých prevládajú aj vo východnom ukončení krakovského kryštalinika. Svorové typy diafctoritických bridlic vystupujú v spomínanom už pruhu južne od Andrečova, ďalej v blízkom okolí Malej Vápenice a ojedinele aj vo východnom ukončení krakovského kryštalinika v okolí Brunova. Netypické svory, ktoré vznikli z kremitých pararúl a sú čiastočne migmatitizované, vyskytujú sa západne od Brunovského glaciálneho karu. Tieto zaraďujem do pásma migmatitických pegmatitov.

Amfibolity ofiolitického charakteru. Amfibolity predstavujú na mapovanom území tenké, zväčša len niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov mocné žily — ofiolity, väčšinou intruzívne. Mocnejšie žilné telesá vystupujú v okolí Malej Vápenice, kde smerom na západ rýchlo pribúdajú na mocnosti a južne od Veľkého Boka dosahujú až dvojkilometrovú mocnosť. Podobne, na južných svahoch severne od Pohorelej a Heľpy tvoria amfibolity len slabé ložné žily, často nepravidelného tvaru. Severne od Závadky bývajú amfibolity silne dislokačne metamorfované v tmavozelené až zelenosivé fylonity s častými sekundárne vykryštalizovanými žilkami ankeritických karbonátov. Ide zrejme o neokryštalizačný proces sekrečného pôvodu, vyvolaný silnými dislokačnými pohybmi, spojenými s rozsiahlou deštrukciou primárnych minerálov a vznikom nových sekundárnych minerálov, pričom uvoľnené komponenty minerálov migrovali a spôsobili rozsiahlu metamorfózu alebo vytvorili nové minerály v určitých podmienkach kryštalizačného procesu.

Niektoré amfibolity boli na intruzívnom styku s granitoidnými telesami krakovského kryštalinika kontaktne asimilované a spôsobili tak vyššiu bázicitu častí granitoidného telesa. Pekný príklad asimilačného obohatenia na styku granitoidov s amfibolitmi možno sledovať na hrebeni Pálenica SSZ od Heľpy, najmä medzi kótami 1133 a 1275.

Granitoidy krakovského kryštalinika pásma ofiolitových amfibolitov

Granitoidy mapovaného územia sú zastúpené týmito typmi:

- a) *biotitické granodiority až kremité diority;*
- b) *amfibolicko-biotitické kremité diority;*
- c) *granodioritové a dioritové „porfýrity“;*
- d) *tektonity granitoidov.*

Amfibolicko-biotitické kremité diority ako produkty asimilačných pochodov na styku s amfibolitmi som zistil len na granitoidnom telese severne od Heľpy. Základným typom je stredozrnný biotitický granodiorit až kremitý diorit so zaujímavým šošovkovitým

charakterom kremenných zŕn. Kremenné zrná sú veľmi odolné voči vplyvom dislokačnej metamorfózy. Vo väčšine ide o neporfýrovitý typ podobne ako u základného typu granodioritov zóny Kráľovej hole.

Porfýritické typy mávajú niekedy drobnozrnejší vývin; ich zloženie je však rovnaké ako u ostatných granodioritov až kremitých dioritov. Granodiority a ich porfýritické variéty vyvinuli sa v niektorých častiach granitoidných telies. Kremenné oká sú zvýraznené pri dislokačnom zbridičnení na rozdiel od kremenných zŕn kráľovohoľského kryštalinika, kde sa zrná pod vplyvom dislokačných pochodov rozpadávajú na množstvo drobných jedincov. Od granitoidov kráľovohoľských sa líšia aj tým, že spravidla nespôsobujú rozsiahlejšiu migmatitizáciu kryštalického plášťa. Inde sú v okolitom kryštaliniku známe len granitoidné apofýzy, ako napr. v okolí hole Orkoni alebo južne od Nagy Banye (k. 1584,3).

Iným odlišným znakom krakovských granitoidov je skoro úplná neprítomnosť porfýrovitej fácie, zatiaľ čo u kráľovohoľských granitoidov je táto na okraji intrúzie rozsiahle vyvinutá. Ďalší rozdiel je pravdepodobne aj vo veku intrúzie. Podľa niektorých pozorovaní možno intrúziu krakovských granitoidov zaradiť do permu, teda do mladovariského intruzívneho vulkanizmu (D. K u b í n y 1957). Vrchnopaleozoický vek pripisujú sovietski autori niektorým granitoidným komplexom na Kaukaze, kde sa variský intruzívny cyklus zdá byť podobný ako v Západných Karpatoch.

Väčšina granitoidných telies v mapovanom území je silne tektonometamorfne postihnutá rozsiahlymi neokryštalizačnými prejavmi. Fylonitické typy (sericitické a chloriticko-sericitické fylonity granitoidov) sú najtypickejšie vyvinuté napr. na hlavnom hrebeni východne od Kolesárova na sedle Prehybka (k. 1555), východne a severne od helpianskeho sedla až po zavrásnený úzky pruh obalových kvarcitov tiež fylonitizovaných.

Kráľovohoľské kryštalinikum

Aj v tejto časti kryštalinika zóny Kráľovej hole je charakteristické prevládanie granitoidov nad kryštalickým obalom. Kryštalické bridlice silne granitizované budujú prevažne južné svahy tejto časti Nízkych Tatier na juh a juhozápad od Kráľovej hole. Časť kryštalinika je prikrýta tektonickými šupinami PŠK (označenie podľa lokalít a to: P — Pohorelá, Š — Šumiac, K — Kráľova hoľa).

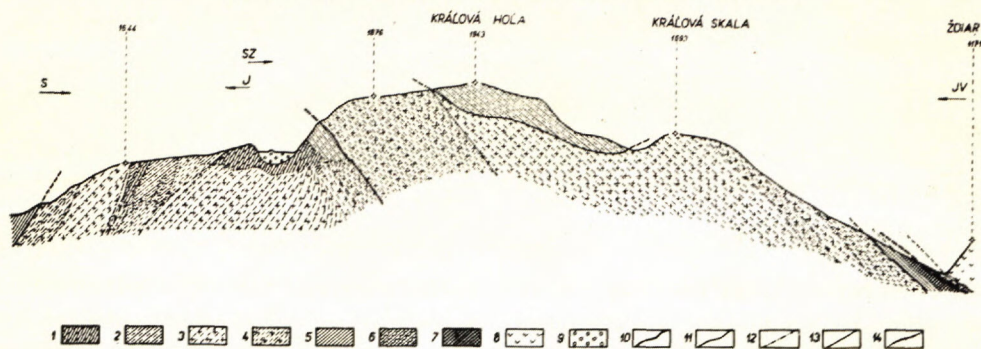
Kryštalinikum Kráľovej hole líši sa teda od krakovského rozsiahlym porfýrovitým vývojom okraja granitoidnej intrúzie; takýto vývoj prechádza ďalej do migmatitizovaného plášťa cez porfýrovité hybridné granity do migmatitov s veľkými imbibičnými živcami. Z toho vyplýva, že kryštalinikum v širšom okolí Kráľovej hole možno rozdeliť na dva hlavné útvary:

1. *granitoidy a ich epitektonity,*
2. *kryštalické bridlice a ich epitektonity.*

Granitoidy vystupujú buď ako stredozrnné biotitické granodiority až kremité diority, alebo ako porfýrovité granity až granodiority.

Prvé sú zastúpené hlavne v širšom okolí Kráľovej hole okrem južného styku s kryštalickým plášťom, druhé blízko granitizovaného plášťa.

Geologický profil širšieho okolia Kráľovej hole II.



1. Kryštalické bridlice dislokačne stredne zbridičnatené; 2. kryštalické bridlice dislokačne silne zbridičnatené; 3. granitoidy dislokačne stredne zbridičnatené; 4. granitoidy dislokačne silne zbridičnatené; 5. verfénske kvarcy; 6. verfénske bridlice; 7. dolomity — anis(?); 8. verfénske melafýry; 9. glaciálna akumulácia; 10. línia nasunutia zón I. stupňa; 11. línia nasunutia zón II. stupňa; 12. dislokácia; 13. hranica medzi útvarmi; 14. hranica medzi petrofaciálnymi útvarmi.

Zo strednozrnitých typov granitoidov vyvinuli sa smerom ku kryštalickému plášťu porfýrovité granity z magmy obohatenej o K- a Na-komponenty, teda granity s porfýrickými výrastlicami ortoklasov a mikroklinov. Draselno-sódna granitizačná metasomatóza prechádza aj do kryštalického plášťa a vytvára tu zónu porfýrovitých hybridných granitov, ktoré ďalej prechádzajú do migmatitov s imbibičnými živcami, prevažne ortoklasmi, často v karlovarskom zraze, viditeľnom aj makroskopicky. Tento postup intruzívneho granitizačného a migmatitizačného vývoja prevláda v kráľovohoľskom kryštaliku.

Pneumatolitická subfáza prejavila sa tvorením pegmatitických žíl, ktoré vystupujú hojne napr. v Šumiackej doline.

Názor Z. P o u b u (1951, 1953), že kryštalinikum Kráľovej a Fabovej hole, resp. porfýrovité granity s bielymi ortoklasmi treba pokladať za mladšiu intruzívnu fázu, nemožno podľa doterajších výskumných prác prijať.

Pekné príklady porfýrovitých granitov nachádzame východne od Pohorelej a severne od Šumiaca.

Severná hranica medzi granitizovaným kryštalickým plášťom a granitmi naznačuje, že migmatity sa nachádzajú v podloží granitoidov. Južná hranica styku granitov s migmatitmi nie je dosť jasná, lebo na niektorých miestach ju prikrývajú tektonické šupiny PŠ.

Podľa niektorých znakov (vývoj granitoidného masívu, vývoj migmatitov), možno usudzovať, že intruzívny a granitizačný proces postupoval od severu k juhu, teda obdobne ako v juhozápadnom pokračovaní v širšom okolí Fabovej hole (K u b í n y 1958), v tatridách, napr. v Ľumbierskej intrúzii (K u b í n y 1956) alebo vo vysokotatranskej intrúzii (G o r e k 1953).

Všetky členy kráľovohoľského kryštalinika mapovaného územia sú dislokačne

intenzívne zmenené prevažne v epitektonity granitoidov a migmatitov s rozličným stupňom „povrchového“, zriedkavejšie „vnútroštruktúrneho“ dislokačného zbrídlíčnatenia.

Kryštalínikum tektonických šupín

Kryštalínikum tektonickej šupiny P budujú monotónne fylonity biotitických pararúl s častými kremennými ložnými žilkami a tvoria najbližšie severovýchodné okolie Pohorelej a čiastočne územie Pod Opálenou, kde obsahujú dve malé šošovky amfibolitov a tenké polohy biotitických pararúl. Skoro všade vidno u nich drobné vrásnenie, zvýraznené žilkami sekrečného kremeňa, ktorý sa koncentruje hlavne v antiklinálnych a synklinálnych ohyboch vrások i v ložných polohách. Hojné kremenné žily, zrejme rovnakého pôvodu, sú na svahoch hrebeňa Na Skalke, vo výške 1030 až 1050 m.

Fylonitické šupiny Š na sever a severozápad od Šumiaca sú toho istého petrografického charakteru ako šupiny P; severne od Šumiaca obsahujú však viac biotitických pararúl.

Tektonické šupiny sú čo do tektonického vystupovania najvýraznejšie. Zo všetkých strán ich obklopujú granitoidy kráľovoľského kryštalínika a budované sú prevažne typickými fylonitmi pararúl a migmatitov. Osobitný štýl zvetrania a erózie, s akým sa stretávame v oblasti Kráľovej hole, uplatňuje sa aj u fylonitov tektonickej šupiny. Často práve erozívne a soliflukčné procesy spôsobujú čiastočnú morfológickú odlišnosť fylonitov tektonickej šupiny oproti okolitým fylonitom granodioritov.

Petrografický opis

A. Kraklovské kryštalínikum

Biotitické pararuly. Základným typom biotitických pararúl je drobnozrnitá pararula, charakteristická pre severné veporidy. Veľkosť zrn sa pohybuje prevažne medzi 0,2 a 0,5 mm a je u všetkých základných horninových minerálov približne rovnaká. Štruktúra je vždy granoblastická. Ich petrografické zloženie je jednoduché. *Hlavné horninové minerály sú:* kremeň, oligoklas, albit-oligoklas, ortoklas a granát.

Kremeň je v nich rôzne zastúpený; niekedy prevláda nad živcami dosť markantne, čím vzniká typ kvarcitickej pararuly až *katakvarcitu*. Živce sú vo väčšine zastúpené oligoklasmi až albit-oligoklasmi (symetrická zóna = 10–15°). Zrast je väčšinou albitický, zriedkavo periklinálny.

Ortoklasy sú ojedinelé; väčšinou sú prítomné ako prejav imbibície a majú rozmery najčastejšie od 0,2 do 1 cm, ojedinele aj väčšie. Biotit býva v hornine pravidelne usporiadaný alebo tvorí mikroskopické zhluky. Z akcesorických sú-

čiasťok okrem bežných zirkónov je v biotite granát, zastúpený rozličným podielom a veľkosťou (od 0,2 do 0,7 cm). Na niektorých miestach nie je zastúpený (iba lokálne). Zo sekundárnych premien najčastejšia je čiastočná sericitizácia plagioklasov, epidotizácia biotitu, ojedinele i chloritizácia biotitu a granátov po puklinách. Zriedkavejšia je muskovitizácia plagioklasov. Imbibičné ortoklasy bývajú od kraja čiastočne sericitizované.

Chloriticko-muskovitické, muskoviticko-chloritické a chloritické bridlice — diafiority pararúl, resp. migmatitov predstavujú stredný stupeň spätnej premeny — diafiorézy. Tento typ diafioritov vzniká následkom dislokačných pohybov, pri ktorých dochádza k synkinematickej neokryštalizácii i v podmienkach mezo- až epizonálnych a súčasne ku vzniku drobných vrások, najčastejšie 1–5 cm veľkých. Štruktúra horniny je lepidoblastická.

Základné súčiastky horniny sú: kremeň, sekundárny kremeň, migračný kremeň, kyslé plagioklasy (môžu byť úplne zmenené), sericit, minerály epidot-zoizitovej skupiny, kalcit, ortoklas (nemusí byť zastúpený), sericit, biotit (môže byť úplne zmenený), epidot, chlorit, muskovit, bauerit(?), granát a chlorit.

Štádiá minerálnych premien. Kremeň sa kataklasticky rozpadá na sekundárne jedince v rozsahu pôvodného minerálu, alebo je rozpad dokonalý, takže pôvodný tvar je rozrušený; plagioklasy sú intenzívne sericitizované, vzácnejšie saussuritizované, najčastejšie v celom jedinci. Sekundárna premena plagioklasov a hlavne oligoklasov môže byť na tomto stupni diafiorézy úplná, avšak pôvodné ohraničenie je skoro vždy rozoznateľné. Kalcit možno pozorovať väčšinou nezávisle od jednotlivých minerálov, z ktorých sa uvoľňuje pri sekundárnych zmenách. Ortoklasy bývajú čiastočne sericitizované, alebo zakalené kaolinitickými minerálmi, alebo sú len rozpukané. Biotit má najširšiu škálu sekundárnych premien. Pri čiastočnom rozklade vnútornej mriežky tvorí sa epidot, ktorý niekedy pseudometamorfe úplne nahradzuje biotit. Inokedy je biotit chloritizovaný alebo muskovitizovaný. Len ojedinele môže na tomto stupni diafiorézy vzniknúť úplne vybielený biotit (bauerit ?), pozorovaný len v mikroskope. Granát býva rozlične chloritizovaný; úplne chloritizovaný býva iba vo fylonitickom type, teda na silnom stupni diafiorézy. Sekundárny kremeň preniká diafioritické bridlice v podobe žiliek alebo šošoviek, alebo ostáva na mieste vzniku. Zirkón vystupuje v rôznych sekundárnych mineráloch po biotite. Podľa typu metamorfózy alebo sekundárnej premeny biotitu dostáva hornina aj mikroskopický vzhľad a označenie.

Chloriticko-sericitické až sericitické bridlice — diafiority (fylonity) pararúl, resp. migmatitov. Diafioritické bridlice, makroskopicky i mikroskopicky podobné fylitom, predstavujú najdokonalejší produkt diafiorézy. Na tomto stupni premeny nastáva dokonalá deštrukcia minerálnych mriežok, uvoľnenie komponentov a rozsiahla migrácia, synkinematická neokryštalizácia. Často vznikajú z granitoidov alebo kryštalických bridlíc až *diafioritické kremence*, vo výbruse mikroskopicky zložené len z kremeňa a ojedinelých sericitických alebo len baueritických šmuhovitých minerálov, napr. severovýchodne od Fabovej hole, v okolí Kráľovej hole, východne od Kolesárova a inde. Štruktúra tohto typu diafioritov je *lepidoblastická* až *pseudoblastopsamitická*. Pri tomto stupni diafiorézy podliehajú minerály zmenám.

Kremeň sa rozpadá na množstvo drobných jedincov 0,1 až 0,5 mm veľkých. Kremenné zrná sú výlučne sekundárneho pôvodu, majú rovnomernejšiu zrnitosť a tvoria dláždičkovitú alebo izometrickú sieť. Živce sa v typických fylonitoch nevyskytujú. Sú úplne sericitizované, pričom sericit môže podliehať ďalším procesom premeny, takže vo fylonitických kvarcitoch sa vyskytuje len zriedkavo.

Biotit sa v typických fylonitoch nevyskytuje, alebo sa vyskytuje len zriedkavo v reliktoch. Miesto biotitu sú tu prítomné chloritické, sericitické alebo baueritické pseudomorphy, nie však v pôvodnom rozsahu biotitu. Z akcesorií sa spravidla nezachováva granát. Býva úplne chloritizovaný, pričom chlorit sa ďalej mení na sludnaté minerály bez rudných komponentov, prípadne až na kremeň. Vo fylonitoch sa môže vzácné vyskytnúť aj zirkón. Rudné zrná v podobe pigmentu a šmúh sú výsledkom vylúčenia Fe-komponenta zo sludnatých minerálov.

Základné horninové minerály: kremeň, sericit, chlorit, rudný pigment.

Zvláštnym typom sú fylonity „rýchlej diaforézy“, ktoré sa vyskytujú spolu s biotitickými pararulami alebo aj s chloriticko-muskovitickými bridlicami — diaforitmi. Časť minerálov podlieha úplnej zmene ako typické fylonity, vždy sa však vyskytujú relikty pôvodných minerálov, teda biotitu, živcov, kremeňa, granátu, prípadne iných (apatit, turmalín). Tento zjav možno si vysvetlí tým, že dĺžka a intenzita dislokačných pochodov nebola taká ako u typických fylonitov.

Migračné pochody niektorých minerálnych komponentov môže nám pomôcť objasniť tabuľka spektrálnych analýz dvoch hlavných etáp rekryštalizačnej premeny katakryštalických bridlíc na bridlice diaforitické.

Granitoidy. Granitoidy predstavovali v predtektonometamorfnom vývine biotitické granodiority a kremité diority s lokálne vyvinutými granodioritovými alebo dioritovými porfýritovými typmi alebo očkovitými granodioritmi až kremitými dioritmi. Tieto typy vystupujú spolu s granitoidnými telesami, alebo tvoria žilné šošovkovité intruzívne telesá, ako napr. v pásme kremitých pararúl v okolí Bacúcha a Gašparova alebo Zadných Halm v okolí Hrona. Tento vývin, na ktorý už upozornil V. Z o u b e k, je charakteristický len pre krakovské kryštalikum; v kráľovoholskom kryštaliku nebol pozorovaný.

Základné horninové minerály: kremeň, oligoklas-andezín, albit, biotit, čiastočne alebo úplne epidotizovaný alebo chloritizovaný.

Štruktúra dislokačne slabo postihnutých typov je granodioritická až dioritická, textúra celistvá alebo slabo usmernená — zbridlíčnatená. Vývin vzniklých súčiastok je temer výlučne allotriomorfný. Kremenné zrná sú nepravidelného tvaru, na okrajoch často korozívne zatlačujú okolité minerálne súčiastky, hlavne živce. Priemerná veľkosť kremitých zrn je 2–4 mm. Všeobecne majú silné undulózne zhášanie. Plagioklasy sú zastúpené oligoklasmi až kyslými andezinmi (priemerná veľkosť 2–4 mm). Spravidla sú silne sericitizované a saussuritizované. Celkom ojedinele je prítomný aj albit. Biotit je vždy aspoň čiastočne zmenený — epidotizovaný, chloritizovaný, niekedy úplne pseudomorfovaný epidotom. V pomerne čerstvom stave býva hnedej pleochroickej farby, podľa α žltohnedej až okrovohnedej, podľa γ hnedej. Kataklastickým pôsobením narušuje sa jeho štruktúra i optické vlastnosti. Živce v blízkosti epidotizovaných biotitov sú intruzívne saussuritizované. Z akcesorických minerálov je ojedinele zastúpený apatit, zirkón, častejšie sekundárny kalcit, ktorý býva často zakalený alebo limonitizovaný, zrejme Fe-komponentom vylúčeným z biotitu.

Tabuľka spektrálnych analýz pararúl a iných diaforitických typov

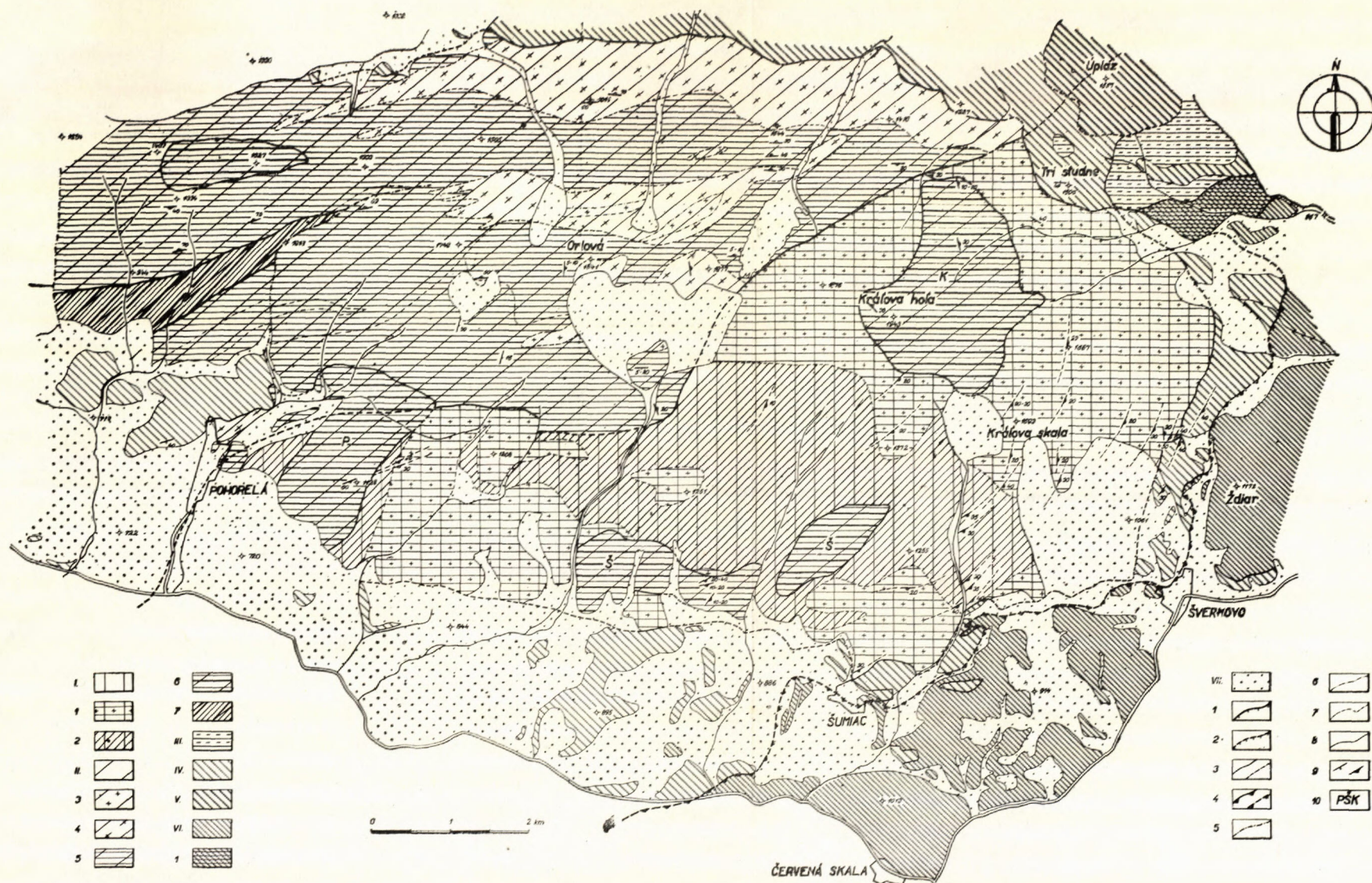
	Základné komponenty	Prímesné komponenty	Stopové komponenty
1	Si, Fe, Al, Mg, Na Ca K	Ti, Ba, V, Sr, Cr, Mn	Ga, Zr, Ni, Pb, Sn, Li Rb? Cu, Ag, Yb, Co, La, Sc
2	Si, Fe, Al, Mg, K Na, Ca,	Ti Ba, V Sr, Sn	Ga, Zr, Ni Pb, Li, Cu, Cr Ag, Yb, Co, La, Sc
3	Si, Fe, Al,	Mg, Na, Ti, Ba, V, Sr, Ca, K, Mn Cr	Pb, Ga, Mo, Sn, Ag, Yb Li, Cu, Zr, La, Sc Ni, Co, Rb?
4	Si, Fe, Al, Ca, K Mg, Na	Ti Ba, Sr, , Mn	B, Ga, Li Pb, Sn, Ag Zr, Ni, Cr Cu, Yb, Co, Sc
5	Si, Fe, Al, Na, Ca Mg K	Ti Ba V, Sr, Cr, Mn	B, Ga, Zr, Ni Pb, Li, Cu, Ag, Yb, Co, Sc
6	Si, Fe, Al Na, K Mg	Ti, Ba Ba V, Sr, Cr Mn	B, Ga, Zr, Ni Pb, Sn, Li, Cu, Ag, Co, Sc

1. biotitická pararula JV od Orlavy — kraklovské kryštalinikum;
 2. biotitická pararula Petříkovo — kráľovohoľské kryštalinikum;
 3. chloriticko-muskovitická bridlica, „polhorská tektonická šupina“ — kraklovské kryštalinikum;
 4. chloriticko-muskovitická bridlica, dolina Hronovec južne od Závadky — kraklovské kryštalinikum;
 5. chloriticko-sericitická bridlica, severovýchodne od Pohorelej, tektonická šupina P — kraklovské kryštalinikum;
 6. chloriticko-sericitická bridlica, Hajná dolina SV od Šumiaca, kráľovohoľské kryštalinikum.
- Spektrálne analýzy vyhotovil G. K u p ě o.

Ako z tabuľky vyplýva, výrazné je zníženie Na a Ca komponentov pri stupňovaní diaforézy. Markantne to vidieť u vzoriek 2 a 6, kde Ca medzi biotitickou pararulou a fylonitom biotitickej pararuly prechádza z kategórie stredného zastúpenia základných komponentov do kategórie stredného zastúpenia prímesných komponentov, čo zrejme súvisí s vylučovaním a migráciou Na, Ca komponentov pri sericitizácii a muskovitizácii oligoklasov. Na strednom stupni diaforézy môže byť migračná schopnosť čiastočná alebo úplná, jednotlivé komponenty však sa udržiavajú väčšinou v ohraničení minerálov pôvodných. Pri najvyššom stupni diaforézy — fylonitizácii — sa minerálne komponenty úplne uvoľňujú, migrujú a rekrystalizačne vytvárajú celkom odlišný typ hornín

Tektonická mapa širšieho okolia Kráľovej hole

Zostavil D. Kubíny, 1957



I. Kryštalínium zóny Kráľovej hole: 1. granitoidy dislokačne zbridičnené; 2. kryštalické bridlice granitizované a migmatitizované a dislokačne zbridičnené; II. Kryštalínium zóny krakľovskej: 3. granitoidy nezbridičnené, 4. granitoidy dislokačne zbridičnené, 5. kryštalické bridlice, miestami granitizované a dislokačne zbridičnené, 6. kryštalické bridlice — prevažne fylonitizované — tektonických šupín PŠK, 7. kryštalické bridlice — prevažne fylonitizované — koreňového pásma tekt. šupín; III. Porfýroido-bridličnatá séria — karbón — verukáno? IV. Mezozoikum obalovej série veporid; V. Tektonická šupina Úplazu; VI. Mezozoikum chočskej série: 1. karbón chočskej série; VII. Šturtohorné pokryvné útvary.

Tektonické značky

1. Línia nasunutia veporidných zón — prvého radu; 2. interpretovaná línia prvého radu; 3. zistená a predpokladaná línia druhého radu; 4. ploché nasunutie prvého radu, zistené a predpokladané; 5. zlomové línie; 6. hranica rôznych stupňov dislokačného metamorfizmu; 7. pomerná hranica v kryštalických útvaroch; 8. normálna hranica; 9a. smer a sklon predalpínskej bridličnatosti; 9b. smer a sklon neoidnej bridličnatosti; 10. PŠK — označenie tektonických šupín.

Granitoidy stredne dislokačne metamorfované. Charakteristickým znakom tohto i ďalšieho stupňa tektonometamorfnej premeny granitoidov je pribúdanie rekryštalizačnej blastézy pod vplyvom intenzívnych dislokačných pochodov. Toto je spojené so vznikom neobridličnatosti. Tieto vnútorné dislokačné pohyby odohrávali sa najmä v blízkosti minerálov protitlaku málo odolných, teda biotitov. Takéto miesta oslabenia spájali sa v zónky dislokačného postihnutia, ktoré nadobúdali určitý smer i sklon. Tento pochod sa u minerálov prejavuje takto:

Kremité zrná sú postihnuté intenzívnym tlakom, pričom najmä na okraji vznikajú noví jedinci, vždy však iba v rámci pôvodného zrna. Plagioklasy sú hlavne na okrajoch sericitizované a saussuritizované. Biotit býva chloritizovaný až muskovitizovaný. Epidoty sú zachované len reliktné. Chlority a muskovity sú silne vyvalcované a pretiahnuté. Niekedy sa menia na zmes drobných sericitických šupín.

Základné horninové minerály: sekundárny chlorit, kremeň, sekundárny kremeň, sekundárny muskovit, plagioklasy (sericitizované a saussuritizované), sekundárny sericit, sekundárny epidot.

Granitoidy silne dislokačne metamorfované — epigranitoidy až fylonity granitoidov. Rekryštalizačná blastéza je tak intenzívna, že sekundárny produkt často ničím nepripomína pôvodnú intruzívnu horninu. Vzniká tak fylonitická štruktúra, ktorá by sa dala označiť ako brekciovitá, lepidoblastická. V mineráloch môžu sa vyskytovať relikty pôvodných minerálov (hlavne ide o živce).

Hlavné horninové súčiastky sú:

- a) sericit, kremeň, chlorit, relikty sekundárne zmenených živcov, kremeň, silne dislokačne postihnutý;
- b) kremeň, sericit, chlorit;
- c) kremeň, sericit (bauerit).

V zónkach plôch neoídnej lineácie vystupuje zmes sekundárnych minerálov hlavne sericitu, chloritu a kremeňa, niekedy s monominerálnou prevahou. Charakteristické sú hlavne zónky sekundárneho sericitu a sekundárneho kremeňa.

Niekedy sa nevyskytujú ani relikty pôvodných minerálov, a vtedy vzniká sericiticko-kremité bridlica — granitoidný fylonit. Kremenné zrná porfýritov niekedy zostávajú v pôvodnom ohraničení aj pri najsilnejšom dislokačnom pôsobení.

Migmatitické pegmatity vyskytujú sa prevažne v kraklovskom kryštaliniku. Vyvíjajú sa z granitoidného telesa, hlavne v širokom okolí Bartkovej. Na styku granitoidov s kryštalickým plášťom vyvíjajú sa hybridné granodiority, pričom hlavnou granitizačnou zložkou sú živce, hlavne albitizované ortoklasy, mikroklín a mikroklín-mikropertit. Vlastné migmatitické pegmatity možno podľa F e r s m a n n a označiť ako plagioalbitity s prevahou albitov, s jemným, často nezreteľným albitickým lamelovaním. Bývajú slabo alebo intenzívne serici-

tizované a muskovitizované. Ortoklasy sú prítomné len zriedka, práve tak i biotit, ktorý dosahuje veľkosť až 10 cm. Zvyčajne sú bez sludy. Na okraji migmatitických pegmatitov sú biotitické pararuly nastrieknuté kremíťmi žilkami s ojedinelými živcami. Celý komplex pásma migmatitických pegmatitov je rozlične metamorfovaný. Dislokačné pochody sa najintenzívnejšie prejavujú v parabridliciach. Samotné pegmatity boli len slabo postihnuté, hoci sa nachádzajú vo fylonitizovaných pruhoch tohto pásma.

Tabuľka spektrálnych analýz pegmatitov a ich minerálov

	základné komponenty		prímiesné komponenty		stopové komponenty
1	Si, Al Na	Ca	K, Fe, Sr	Pb, Ti, Ba Sb, Mn	Ga, Mg, Cu, Ni, Ag Cr
2		Si, Fe Al, Mg	K Na, Ti Ba, Mn	Li, Cu, Ca	Ga Sr, Co Ni
3	Si	Fe, Al	K Ca, Na Mg, Ti	Ba, Mn	Zr, Ni, Sr, Ga, Cu Cr

1. Čierne živce — albity, albit-oligoklasy; 2. Biotit; 3. Pegmatit. Dolina S od Pohorelej

Kráľovohoľské kryštalinikum

Petrograficky bolo toto kryštalinikum opísané už v minuloročnej mapovacej zpráve z oblasti Fabovej hole; charakteristická je migmatitizácia kryštalického plášťa granitoidov v podobe imbibičných živcov — ortoklasov a mikroklinov. Imbibičné živce môžu byť až 3 cm veľké (napr. v Hajnej doline na SV od Šumiacca). Hybridita porfýrovitých granitov sa v mikroskope prejavuje ložným usporiadaním niektorých minerálov, najmä biotitových šupín, kremenných zrn a živcov. Granitizačnú zložku charakterizujú predovšetkým draselné živce, ktoré uzatvárajú v sebe zrnká kyslých plagioklasov, biotitu a kremeňa. Okrem ortoklasu sa častejšie vyskytuje albitoligoklas, často intenzívne muskovitizovaný a sericitizovaný, zriedkavejšie saussuritizovaný, ako aj biotit s ojedinelými zirkónmi. Neskorá kryštalizácia ortoklasov sa markantne prejavuje — okrem toho, že uzatvára ostatné minerály, hlavne plakioklasy, kremeň a biotit — zaujímavým korozívnym vývinom ortoklasu na jeho okrajoch v styku s minerálmi parazložky. Veľkosť minerálov, ich zastúpenie i pomer ortozložky a parazložky nie sú rovnaké. Makroskopicky, ale najmä mikroskopicky je viditeľný vývoj imbibičných migmatitov z hybridných porfýrovitých granitov až granodioritov. Porfýrovité granodiority až granity sa vyvíjajú zo strednozrnných granodioritov a kremíťch dioritov základného typu kráľovohoľského plutónu.

Pneumatolitická subfáza prejavuje sa hlavne vznikom ortoklasových pegmatitov, chudobných na sludu. Ortoklasy pegmatitov bývajú veľmi často albitizované.

Základné horninové minerály: ortoklas, albitizovaný ortoklas, ortoklas-pertit, albit-oligoklas, kremeň, kostrovitý muskovit.

Pegmatity vzdialenejšie od apikálnych častí granitizačného telesa majú charakter bázičkejších albititických pegmatitových žíl.

Hlavné horninotvorné minerály: albit, albit-oligoklas, kremeň, ortoklas, vzácné sluda-muskovit.

Stupne dislokačnej, retrogradnej metamorfózy sú vyvinuté rovnako ako v prípadoch, spomínaných pri opise kraklovského kryštalinika, konkrétne typov granitoidných. Pre vznik dislokačných foriem granitoidov v kráľovohoľskom kryštaliniku platí to isté, čo už bolo povedané o okolí Fabovej hole. Aj tu ide prevažne o povrchovú dislokačnú metamorfózu, spôsobenú vplyvmi dislokačného presunu horninových más, hlavne mezozoických.

Aj metamorfne-migračné pochody, resp. rekryštalizačné pochody majú podobný charakter ako v kryštaliniku kraklovskom.

Mezozoikum

Počas mapovacích prác stretol som sa s mezozoickými sériami len na okraji kryštalických území.

Obalové veporidné mezozoikum. Azda najzávažnejším novým poznatkom z geológie tohto územia je zistenie, že mezozoikum, ktoré leží bezprostredne na kryštaliniku, je rovnaké na kryštaliniku kraklovej i kráľovohoľskej zóny. Nemožno síce hovoriť o úplnej autochtónnosti tohto mezozoika, avšak treba ho chápať ako spoločný obal tejto časti veporidného kryštalinika. Mezozoikum je tu tektonometamorfne, dislokačne silne postihnuté, hlavne na východných a južných okrajoch kryštalinika.

Sled vrstiev je nepravidelný. Takmer všade na styku s kryštalinikom vystupujú kontinuálne kvarcity, miestami arkozovité (Pohorelá, Tri Studne), biele alebo železitým pigmentom sfarbené do červenkasta. Petrograficky obsahujú kremeň základnej hmoty a väčšie kremenné valúny, ktoré im dávajú často charakter zlepcov. Okrem kremeňa obsahujú ortoklasové, zriedkavo albitové zrníčka, ďalej sericit, zirkón a niekedy i rudné minerály. Dislokačne bývajú metamorfované na epikvarcity, niekedy intenzívne zbridlíchnatené a silne zvrásnené (Pohorelá, Úplaz a inde); vždy však vynikajú sericitické povlaky.

Vyššie série sa dajú ťažko stratigraficky zaradiť, lebo sú často presunuté, zošupínatené a podobne.

V. Zoubek udáva z Helpy tento vrstevný sled: verfén — biele kryštalické vápence a bridlice, biele kryštalické vápence, svetlé vápence s polohami dolomitov, dolomity s polohou wettersteinských vápencov, lunzské vrstvy.

Pre porovnanie migrácie minerálnych komponentov počas dislokačnej metamorfózy granitoidných typov použili sme vzorky z oblasti Fabovej hole, kde je dostatok klasických príkladov pre rôzne stupne dislokačne metamorfovaných granitoidov.

1. Biotitický granodiorit až kremitý diorit — Fabová hoľa, výška 1400 m;
2. biotitický granodiorit až kremitý diorit — Lovecká chata Ždiarik;
3. stredne dislokačne zbridličnatý granodiorit — dolina Hronovec južne od Závadky;
4. stredne dislokačne zbridličnatý granodiorit — Fabová hoľa, hrebeň Skalka;
5. silne dislokačne zbridličnatý granodiorit — Fabová hoľa, severovýchodný hrebeň Skalky.

Tabuľka spektrálnej analýzy granitoidov a ich epitektonitov

	Základné komponenty	Prímesné komponenty	Stopové komponenty
1	Si Fe, Al, Ca K Na	Mg, Ti Ba, Sr V, Mn	Ga, Li, Cu, Zr Pb, Sn, Ni, Cr, Rb? Ag, La, Sc, Yb
2	Si, Al, Na Fe, Mg, K	Ti V, Ba Sr, Mn	Ga, Li, Zr, Ni Pb, Sn, Cr, Rb? Cu, Ag, Yb, Sc, Co
3	Si, Al, Na Fe, K Ca	Mg Ti Ga, Ba, V Sr, Mn	Li, Zr, Cr Pb, Sn, Rb? Ag, Yn, Ni Cu, Sc
4	Si Fe, Al, Ca Mg, K	Na Ti, Ba Mn Sr	Ca, V, Li, Zr Pb, Cu, Cr, Rb? Ag, Yb, Sn, Ni, Sc
5	Si, Al Fe, Mg, Ca, K	Na, Ti, Sr Ba,	Ga, V, Li, Sn, Cu, Rb? Mn, Cu Ag, Yb, Zr, Co, Ni, Sc

Spektrálne analýzy vyhotovil G. Kupčo, GÚDŠ.

Z tabuľky je zrejmé, že podobne ako u kryštalických bridlic aj u granitoidov najväčší presun (migračný) pri stupňovaní dislokačných pochodov majú Ca a Na. Výsledky spektrálnych analýz poukazujú aj na to, že najintenzívnejšie migračné pochody odohrávali sa pri silných dislokačných pochodoch, čo súhlasí aj s mikroskopickým pozorovaním. Potvrďuje nám to tiež skutočnosť, že migračné pochody sú najvýraznejšie medzi elementami základných a prímesných komponentov

K tomu poznamenávam, že bridlice, podobné verfenským, tvoria len polohy v bielych kryštalických vápencoch.

V umelom odkryve pri vyústení Hočanského potoka vystupuje súvrstvie pestrých bridlíc a na kóte 668 pri ceste tmavé drvené vápence. Tu by azda mohlo ísť o verfénske vrstvy a stredotriasové tmavé vápence.

Severne od Pohorelej vystupujú na dioritových „porfýritoch“ a na styku s kryštalickými bridlicami krakovského kryštalínika len arkozovité a zlepcové kvarcity, miestami dislokačne silne metamorfované — spodnotriasové.

Severne a severovýchodne od Pohoreľskej Maši na sútoku potokov Dieliky a Krivý potok vystupujú kvarcity a kvarcitické bridlice so sericitickými bridlicami, oddelené od kryštalínika zlomom východo-západného smeru.

V záreze poľnej cesty na sever od obce Švabolka vystupujú tmavé vápence a dolomity, prikruté mladšími, asi pleistocennými nánosmi. Na hrebeni Javoriska vystupujú spod týchto nánosov opäť tmavé vápence. Ide zrejme o stredotriasové útvary, ktoré pričleňujem k severnému veporidnému obalu.

Ďalej na východ mapoval mezozoické útvary Z. P o u b a (1953), ktorý tu rozlišuje:

1. *gemeridný karbón* — grafitické fylity, tmavošedé piesčité bridlice, sericitické bridlice s polohami kryštalických vápencov;
2. *gemeridné mezozoikum* — spodný trias — masívne pieskovce a bridlice, čierne dolomity a vápence (guttensteinské), biele vápence wettersteinské s polohami dolomitov;
3. *subtatranské mezozoikum* — verfén s melafýrmi, guttensteinské vápence so zrudnením, dolomity a dolomitické vápence.

Verfénske bridlice gemeríd odlišuje od subtatranských podľa melafýrov.

Najnovšie mapoval toto územie J. B y s t r i c k ý.

Podľa môjho názoru patrí väčšina vrstiev gemeridného karbónu a mezozoika (v interpretácii Z. P o u b u) k severoveporidnému mezozoickému obalu, na ktorom je nasunutá chočská séria s melafýrovým i bezmelafýrovým vývinom. Vo väčšine sú vápence a dolomity spodnotriasové a stredotriasové, tektonicky a dislokačne čiastočne zmenené na bunkovité vápence a dolomity a kryštalické vápence. Na území Holej Pálenice na východných svahoch Kráľovej hole som zistil tento vrstevný sled:

dislokačne zbridličnatené kvarcity až kvarcitové bridlice; sivé zbridličnatené vápence; bunkovité vápence; biele, čiastočne mramorizované vápence.

Na niektorých miestach v podloží melafýrovej série vystupujú len bunkovité vápence a šedé, celistvé vápence, resp. dolomitické vápence.

Medzi Troma Studňami a Úplazom leží nad kvarcitmi nepatrná poloha dolomitov a bielych kryštalických vápencov; nad nimi ležia opäť kvarcity s nepatrným výskytom sivých kryštalických vápencov. Kvarcity Úplazu sú dislokačne silne zbridličnatené. Západne od Úplazu vystupujú všade na styku s veporidným kryštalínikom kvarcity; medzi nimi je poloha dolomitov, potom vápence sivé až biele, wettersteinské a najvyššie dolomity s lunzskými bridlicami.

V Ždiarskej doline tektonicky na kryštalíniku ležia biele a sivé vápence alebo priamo dolomity, na území Andrečova kvarcity a nad nimi dolomity. Smerom na západ od Andrečova (kóta 1401) tiahne sa úzky pruh zvrásnených fylonitizovaných kvarcitov. Tie isté kvarcity vystupujú tiež na západ od Dikulskej klauzuly, podľa R. K e t t n e r a (1937) až po Veľký Bok.

S p o d n ý k a r b ó n (perm?). V oblasti prameňa Hnilca na JV a V od Úplazu vystupuje séria porfýroidov, zelených bridlíc a ílovito-piesčitých bridlíc, hlavne fialovej farby, a kvarcitov s ojedinelými polohami bielych slienitých, často bunkovitých vápencov. Na základe poznatkov z geologického mapovania a mikroskopických pozorovaní som toho názoru, že tieto útvary nemožno považovať za krakovské kryštalínikum. Rovnako nemožno prijať ani názor, že majú spojenie s kryštalínikom, pretože boli sem presunuté z južnejších oblastí spolu s chočskou mezozoickou sériou.

Zelené bridlice Prednej hole možno petrograficky označiť za chloriticko-epidotické bridlice s lepidoblastickou až maltovitou štruktúrou a s bridličnatosťou až usmernenou masívnou textúrou. Farbu majú zelenú až sivozelenú. Bývajú často pórovité vplyvom zvetrávania a majú bridličnatú odlučnosť. Petrograficky ich možno charakterizovať ako zmes prevažne drobných minerálov kremeňa, chloritu, minerálov epidot-zoizitovej skupiny, z ktorých prevláda epidot — niekedy aj v celkovom petrografickom zložení hornín — ďalej ojedinelých zachovaných živcov — oligoklasov a v menšom množstve sericitu, ktorý môže aj chýbať. Lokálne vystupuje i kalcit, rudný pigment alebo rudné zrná. Variabilne je na rôznych miestach zastúpený epidot, chlorit a sericit. Aj veľkosť kremenných a živcových zrn je variabilná podľa stupňa premeny.

K a r b ó n — bridličnatý vývin. Na mapovanom území predstavuje karbónske súvrstvie najzápadnejšiu časť karbónu vernárskeho pruhu, opísaného A. B i e l y m (archív GÚDŠ 1956) a M. M a h e l o m (1957). Karbónske súvrstvie je najlepšie odkryté v záreze cesty Hnileckej doliny pri poslednom kilometri. Budujú ho prevažne sericitické, grafitické a sericiticko-chloriticko-grafitické bridlice i bridlice zelenej, sivej alebo čiernej farby s polohami kremencov. Petrograficky opísal toto súvrstvie A. B i e l y. Na úseku mnou mapovanom je karbón zastúpený iba tmavošedými až čiernymi grafitickými bridlicami s blastopsamitickou až blastopelitickou štruktúrou. V petrografickom zložení prevládajú: sericit, chlorit, muskovit, kremeň, ojedinelé zrnká plagioklasov a grafitický pigment alebo zrná, ktorých zastúpenie je variabilné. V grafitických čiernych bridliciach sú zo sludnatých minerálov zastúpené iba sericit a muskovit. Bridlice sú jemne zvrásnené s amplitúdou vrások 0,1—0,2 mm.

B. Chočské mezozoikum

V e r f é n. V doline na ZJZ od Pustého Poľa zistil som severný okraj mohutnej melafýrovej masy, ktorá sa rozprestiera na SV od Švermova vo verfénskych pestrých bridliciach a pieskovcoch. Ďalej na SV a JZ nevystupujú melafýry vo verfénskom súvrství v takých masách ako pri Švermове.

Verfénske súvrstvie vystupuje od hrebeňa Košarisko (k. 1029,3 na západ od Pustého Poľa), cez Švermovo, Šumiac, až k údoliu Hrona, kde je tektonicky redukované, alebo pokračuje ďalej na juhozápad od Zlatna prechádza až do doliny Račkovho potoka.

Vyššie série chočského mezozoika som v teréne nemapoval.

Tektonika

Pri geologickom mapovaní veporidného kryštalinika v širšom okolí Kráľovej hole zistil som nové tektonické vzťahy veporidného kryštalinika k mladším sériám mladopaleozoickým a mezozoickým. Väčšina prvkov tektoniky veporidného kryštalinika, známa z iných oblastí veporíd, uplatňuje sa aj tu.

Tektonika kraklovskeho kryštalinika

Základný prvok tektonického štýlu kraklovskej zóny — šupinovitá stavba — je charakteristický aj pre najvýchodnejšiu časť kraklovskeho kryštalinika.

V západnej časti mapovaného územia na sever od Heľpy a Pohorelej tiahne sa úzky pruh typických fylonitov pararúl, približne východo-západným smerom (resp. VSV—ZJZ), vztýčený temer vertikálne alebo sklonený príkro na sever. V Pohorelskom sedle podlieha úplnej tektonickej redukcii. Tento pruh fylonitov je výrazný v celkovej štruktúre kraklovskeho kryštalinika. Pre jeho zvláštny tektonický štýl a petrografickú zhodu hornín, ktoré budujú tektonické šupiny PŠK, považujem ho za koreňové pásmo týchto šupín. Aj tu ide o obdobný zjav južného prevrášnenia tektonických šupín, ako napr. v prípade „polhorskej tektonickej šupiny“ (D. Kubiny 1952, 1957). Malá tektonická šupina u Andrečova má korene najpravdepodobnejšie v južnom pásme migmatitických pegmatitov.

Vznikom koreňového pásma fylonitov vytvorili sa na mapovanom území tri charakteristické pásma:

1. pásmo migmatitických pegmatitov na juhu,
2. koreňové pásmo tektonických šupín PŠK a
3. pásmo ofiolitových amfibolitov a granitoidov,

ktoré sú tektonicky výrazne modifikované.

Neobridličnaté štruktúry vytvorili sa v kraklovskom kryštaliniku hlavne v dôsledku vnútroštruktúrneho tektonometamorfizmu, spojeného s pochodmi retrográdnej metamorfózy — diaforézy.

Smer sekundárnych foliačných polôh neobridličnatosti zodpovedá vcelku smeru väčších i veľkých štruktúr (VSV—ZJZ).

Každé pásmo má vlastnú vnútornú neoídnú štruktúru, ktorú by bolo možné zistiť len dôkladným, detailným štúdiom. Mladé štruktúry, i keď sú čiastočne

podmienené starými variskými štruktúrami, vytvárali sa odlišne (neobridličnatosť, vrásky a vrásky, b-osi, lineácia, foliácia).

Okrem vnútroštruktúrneho karpatského tektonometamorfizmu prejavili sa tu aj účinky povrchových tektonometamorfných procesov, vyvolaných vonkajšími dislokačnými vplyvmi, teda pohybom nadložných horninových más, hlavne druhohorných, na území Orlavy a Strednej hole. Pohyb más musel prebiehať približne od východu na západ, resp. od juhovýchodu na severozápad. Neoídne bridličnaté plochy sú tu ploché alebo len veľmi málo sklonené k východu, resp. k juhovýchodu. Toto dislokačné zbridličnatenie je mladšie ako línia nasunutia zón.

Do vnútornej štruktúry kraklovského kryštalinika je na území Hoľa Orkoni pozdĺžne vovrásnený úzky pruh obalových verfénskych kvarcitov (mocnosť ca 150 m, dĺžka 2,5 až 3 km) v smere VSV—ZJZ. Tento pruh kvarcitov je významný preto, že je dislokačne rovnako zbridličnatený ako okolité kryštalinikum, čo je ďalším dôkazom, že diaforéza vo veporidách je neoídneho veku.

Zlomy radiálneho charakteru sú na tomto území mladšie ako pozdĺžne poruchy, resp. dislokačná bridličnatosť, lebo narušujú už vytvorenú štruktúru kryštalinika a mezozoika. Takéto zlomy sú hojné najmä v okolí pyrhotínových telies heľpian-skeho ložiska.

Jeden takýto zlom prebieha údolím severne od Pohorelej vo smere S—J; pri styku s fylonitmi koreňového pásma tektonických šupín sa ohýba smerom severovýchodným a prechádza cez Pohorelské sedlo, kde ho už nemožno sledovať. Podľa niektorých náznakov podobný zlom je severne od Heľpy a prechádza tiež sedlom Prehyba (k. 1196).

Zlom severne od Pohorelej interpretoval v minulosti V. Z o u b e k (1935) ako líniu rozhrania veporidných zón. Podľa môjho názoru však línia rozhrania zón je asi 5 km na východ od Pohorelského sedla.

Súčasne treba konštatovať, že kraklovské kryštalinikum na styku s mezozoickým obalom medzi prameňom Čierneho Váhu a Ždiarskym potokom leží pod presunutým mezozoickým obalom. Na území Andrečova a andrečovského potoka ležia obalové verfénske kvarcity miestami plocho na kryštaliniku alebo sú spolu s kryštalinikom zvrásnené.

Tektonika kráľovohoľského kryštalinika

Tektonická štruktúra kryštalinika Kráľovej hole je spätá s dislokačným zbridličnatením, ktoré vzniklo vplyvom vonkajších dislokačných pohybov hornín na kryštaliniku. Hlavný nápor dislokačného nasunutia prichádzal z juhovýchodu. Kryštalinikum Kráľovej hole a jeho druhohorný obal predstavovali klenbovitú prekážku, a preto bolo dislokačne postihnuté spolu s mezozoikom. Vytvorili sa tu rôzne typy tektonitov — diaforitov, v mezozoiku zas dislokačne rôzne zmenené typy hornín. Kvarcity sú zbridličnatené, vápence mramorizované a zbrid-

ličnatené, vápence i dolomity miestami premenené na bunkovité vápence. V kryštaliniku sa intenzita dislokačných pohybov prejavila v temer rytmickom striedaní stredne zbridličnatených hornín so silne zbridličnatenými — fylonitmi, ako to vidno najmä na granitoidnom masíve. Vplyvom usmerného pohybu nadložných hornín, ktoré dislokačne pôsobili na podložie dráhy pohybu, (kráľovoľské kryštalinikum), vytvorila sa zaujímavá tektonická štruktúra, podobná klenbe v kryštaliniku Kráľovej a Fabovej hole. Potvrzuje to meranie neobridličnatosti, zaznačené na tektonických mapách Kráľovej i Fabovej hole.

Vzhľadom na to, že rekrystalizačné procesy vo veporidách sa vyskytujú v rovnakom stupni na veľkých plochách (teda odlišne od mylonitických tektonitov), treba predpokladať dlhšiu dobu dislokačného pôsobenia na podložné kryštalinikum za určitých podmienok mezo- až epizonálnej rekrystalizácie.

Stýk zón prejavuje sa aj tu ako primárne dislokačný násun na ploche, príkro sklonenej k juhu.

Tektonika šupín

Zošupinatenie časti krakľovského kryštalinika na kryštalinikum Kráľovej hole som študoval už r. 1953 u polhorských tektonických šupín. Kým polhorské tektonické šupiny sú zastúpené viacerými typmi kryštalických bridlic, šupiny PŠK a od Andrečova sú zastúpené prevažne pararulamí a ich diafaktoritmi. Tektonické šupiny prekonali určitú dráhu od svojich koreňov; šupiny PŠK od severu na juh a šupiny andrečovské od juhu na sever. Existencia tektonických šupín zistených v min. rokoch potvrdzuje aj južne vergentné smery alpsko-karpatskej tektoniky, ktoré sa vo veporidách uplatnili hlavne v neskorších fázach vrásnenia, po vytvorení diafaktoritov a pravdepodobne i po hlavnom presune mezozoických más.

Tektonika obalového mezozoika veporíd

Vzhľadom na zaujímavé vystupovanie mezozoika všade v okolí veporidného kryštalinika bez ohľadu na priebeh rozhrania veporidných zón v širšom okolí Kráľovej hole, dospel som k názoru, že toto mezozoikum treba považovať za jednotný obal veporidného kryštalinika.

R. K e t t n e r (1937) považoval väčšinu tohto mezozoika za križňanský príkrov v tektonickom podloží kráľovoľského kryštalinika, Z. P o u b a z a s (1953) mezozoikum na kryštaliniku južne od Kráľovej hole za gemeridné. V údolí Hrona sa mezozoikum tiahne od Švermova v blízkosti kryštalinika, cez Šumiac—Švábovku a Pohorelskú Mašu do Račkovej doliny a pokračuje ďalej na juh a juhozápad, plocho nasunuté na kryštalinikum Fabovej hole. Časť mezozoika od Pohorelskej Maše nachádza sa v horehronskej panve alebo je zavrásnené na niektorých miestach, najmä medzi Pohorelou a Bacúchom v krakľovskom kryštaliniku.

Obalové mezozoikum na severnom okraji kryštalinika medzi Dikulskou nádržou, cez Andrecovo, Ždiarsky potok až k Úplazu a odtiaľ cez Holú Pálenicu až po Švermovo a Šumiac leží dislokačne rôzne presunuté na veporidnom kryštaliniku s rôznymi sklonmi. Od Šumiaca na západ je mezozoikum v tektonickom styku s kryštalinikom (zlom na okraji panvy). Len západne a severne od Pohorelej je nasunutá šupina bielych kvarcitov, miestami silne zbridličnatých a zvrásnených, na kryštaliniku.

Na kvarcitoch pri Úplaze, ktoré predstavujú tektonickú šupinu, leží 130 m južne od vrcholového bodu (k. 1557,4) malý útržok (len niekoľko m²) čiastočne prekryštalizovaných tmavých i svetlých vápencov. Tektonická šupina Úplazu leží nad obalovým mezozoikom Troch Studní, pričom s kryštalickými vápencami sa stýka len na malej ploche; ďalej je v styku s kvarcitmi z podložia kryštalických vápencov a dolomitov a na východe siaha až po kótu 1438, kde je v tektonickom styku so zelenými bridlicami a porfýroidmi.

Obalové mezozoikum Troch Studní, Malej Pálenice, Švermova, Šumiaca, Heľpy a kryštalinika Fabovej hole je dislokačne silne zmenené, takže sa podobá Föderata sérii i dobšinskému mezozoiku (M. Maheľ 1957, A. Biely 1956). Tým sa nám objasňuje i ďalší vzťah medzi obalovými mezozoickými sériami dobšinskou, Föderata, severogemerídnou a veporídnou. Zistenie súvislosti týchto mezozoík komplikuje však chápanie vyššie ležiacej tektonickej jednotky chočského mezozoika, presunom ktorého sa vytvorili rôzne tektonické a tektonometamorfné javy v spodnejších sériách a tektonických jednotkách Západných Karpát.

Tektonické postavenie zelených bridlíc a porfýroidov

V minulosti sa predpokladalo, že zelené bridlice a porfýroidy pruhu Prednej hole a Pálenice vo vernárskom tektonickom polookne patria ku krakovskému kryštaliniku. Avšak vyššie uvedené skutočnosti tomu nenasvedčujú. Podobné zelené bridlice a porfýroidy v krakovskom kryštaliniku vôbec neexistujú. Na niektorých miestach sú porfýroidy spolu so sedimentárnymi verukánskymi sériami zavrásnené v krakovskom kryštaliniku, nikde však nepredstavujú vlastné kryštalinikum, hoci majú úzky vzťah k hlbinnjším intruzívnym telesám. Ani zelené bridlice nepochádzajú z amfibolitov krakovského typu, ale skôr z nejakých efuzívnych bázik.

Celý komplex hornín porfýroido-bridličnatej série je šupinovite nasunutý na mezozoikum obalovej série, pričom sa tak stalo ešte pred násunom tektonickej šupiny Úplazu, ktorá ho prikrýva. Násun karbónskych sérií môže byť dosť rozsiahly.

Nad porfýroido-bridličnatou sériou šupiny leží pruh kvarcitov, ktoré lemujú južný priebeh hranice porfýroidov a zelených bridlíc Strednej hole a Pálenice,

ale s kvarcitmi Úplazu nie sú spojené. Tieto kvarcity patria asi porfýroidobridličnatej sérii.

Vyvrásnenie vernárskeho tektonického polookna je priamym pokračovaním hĺbnej línie veporidných zón. Vzhľadom na zaujímavú tektonickú stavbu tejto časti územia možno predpokladať mladší systém zlomových dislokácií východne od Královej hole, po ktorých bola nasunutá aj porfýroido-bridličnatá séria smerom od východu k západu.

Tektonický štýl chočskej série

Chočská séria v údolí Hnileckého potoka začína karbónskym súvrstvom, známym vo vernárskom tektonickom polookne a je všade v styku s porfýroido-bridličnatou a obalovou sériou. Od prameňa Hnilca ďalej na juhozápad je plocha nasunutá na obalové mezozoikum, ktoré niekedy vyčnieva z podložia verfenských vrstiev.

Vzhľadom na niektoré štruktúry v kráľovoholskom kryštaliniku možno predpokladať, že pohyb hornín, ktoré spôsobili vznik týchto štruktúr, prebiehal od juhovýchodu a juhu. Tieto štruktúry sú zhodné s niektorými tektonickými prvkami časti veporidného obalového mezozoika, čo poukazuje na to, že ide o tektonickú jednotku vyššiu ako je obalové mezozoikum — teda o chočskú, tektono-metamorfne účinky ktorej sa prejavili práve vznikom spomínaných štruktúr.

Z á v e r

Geologické mapovanie širšieho okolia Královej hole prinieslo niekoľko nových poznatkov o geologickej stavbe kryštalinika, o vzťahu veporidného kryštalinika k mezozoickým sériám a niektoré nové názory na tektonické postavenie niektorých sérií.

Veporidné kryštalinikum patrí dvom hlavným tektonickým jednotkám:

- a) z ó n e k r a k l o v s k e j,
- b) z ó n e K r á l o v e j h o l e.

K r a k l o v s k ú z ó n u predstavujú tri petrograficky charakteristické pásma:

1. *pásmo migmatitických pegmatitov*, ktoré je na juhu v tektonickom styku s tektonickou šupinou P a ďalej po línii nasuntia so zónou Královej hole. Toto pásmo je charakterizované najmä mohutným vývinom migmatitických pegmatitov, ktoré sa vyvíjajú z granodioritov a majú veľkú migmatitizačnú schopnosť;
2. *koreňové pásmo tektonických šupín PŠK*, zložené hlavne z fylonitov pararúl. Toto pásmo predstavuje len úzky pruh (ca 800 m mocný) hornín so špeciálnym tektonickým postavením v tejto časti kraklovského kryštalinika. Pásmo je tektonicky silne redukované a považujem ho za koreňové pásmo tekto-

nických šupín, ktoré čiastočne, alebo úplne ležia na kráľovohoľskom kryštaliniku.

3. *pásmo ofiolitických amfibolitov a granitoidov*, ktoré pokračuje ďalej na západ a je charakteristické vzájomným pomerom vystupovania granodioritov a ich hypoabysálnych foriem, ktorých intrúziu zaradujem do permu. V tomto pásme sú amfibolity najmohutnejšie vyvinuté severne od Brezna a Bujakova. Na sever od Kráľovej hole kryštalickej plášť je zatlačený granitoidnými telesami, a preto tu miznú aj amfibolity.

Zóna Kráľovej hole je charakterizovaná vývinom granodioritového masívu, počínajúc granodioritmi strednozrnnými až kremitými dioritmi, cez porfýrovité typy až po typy hybridné, ktoré vznikajú v blízkosti kryštalickej plášťa. V pararulách plášťa vyvinuli sa migmatity s imbibičnými živcami, väčšinou ortoklasmi.

Tektonometamorfné vplyvy dislokačného charakteru sa prejavili intenzívne v oboch zónach, v krakovskej hlavne vo forme *vnútrodislokačných pohybov*, spojených s rozsiahlou *retrográdnou metamorfózou*, v kráľovohoľskej zas *dislokačnou metamorfózou povrchovou*, spôsobenou presunom más chočského mezozoika.

Bol zistený jednotný mezozoický obal veporidného kryštalinika dislokačne rôzne metamorfovaný, hlavne na východných a južných svahoch kryštalinika.

Okolo prameňa Hnilca bola zistená séria, zložená z bridlic fylitického charakteru, porfýroidov a zelených bridlic. Podľa môjho názoru môže tu ísť o spodný karbón alebo o staršie paleozoikum — gotland(?). Tieto série boli nasunuté z juhu (ekvivalent fylitov — diabázovej série?).

Z chočskej série zmapoval som v tomto území len časť karbónu na území potoka Hniliec. Líniu nasunutia tejto série sledoval som od tohto potoka až po Muránsku plošinu; na tomto úseku je plocha nasunutá na veporidný mezozoický obal, ktorý je podobne ako kráľovohoľské kryštalinikum, rôzne dislokačne metamorfovaný.

Rudy sa v tejto oblasti kryštalinika nevyskytujú. Z mezozoika ich opísal Z. P o u b a (1953). Okrem výskytov spomínaných Poubom je tu i malé hematitové ložisko v porfýroidoch bridličnatej série, v uzáveroch Hnileckého potoka.

Blízko mapovaného územia vyskytujú sa pyrrhotínové ložiská heľpianske, ktoré študovali viacerí autori. Do mapovaného územia však nesiahajú a viažu sa len na amfibolitové telesá severne od Heľpy. Kremité šošovky hydrotermálneho, čistého kremeňa v okolí Andrejova nemožno pre ich terénnu neprístupnosť považovať za ložiskový výskyt.

18. IV. 1958.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

Tabuľka geologického vývoja širšieho okolia Kráľovej hole

Vývoj a vývojové štádium	Vek	Petrofaciálne označenie	Metamorfizmus	Tektonická jednotka-územie	Magmatické pochody	
					cyklus	charakter a forma mag.
flyšoidná sedimentácia s ofiolitovým magmatizmom	staršie paleozoikum — (ordovik?)	piesky, íly, slienité íly; biotit-amfibolické kremité diority (diabázy?)		plytkomorská geosynklinála	kaledónsky	iniciálny, simatický magmatizmus
regionálna dynamometamorfóza	devón-spodný karbón	biotitické, kremité, granitické pararuly, katakvacity	regionálny dynamometamorfizmus	centrálna časť kaledoických Karpát		
intruzívne štádium vepordného plutónu	spodný až stredný karbón (?)	granitoidné až porfýrovité variety, kontaktné rohovcovité ruly, granitizované ruly, migmatity	termický a kontaktný, granitizácia, migmatitizácia, imbibícia	centrálna časť hereýnskych Karpát	hereýnsky	vysoko až pozdnoorogénny plutonizmus
erózia a denudácia	vrch. karbón, perm			vynorený ostrov		
finálny hereýnsky (mladovariský) magmatizmus s intruzívnym a efuzívno-sedimentačným cyklom (posledný mimo predmetného územia)	perm	granitoidy a ich porfýrity, migmatity, migmatitické pegmatity	granitizácia, migmatitizácia, imbibícia	v rozsahu dnešnej krakovskej zóny	mladohereýnsky	finálny, sialický magmatizmus
spodnotriasová transgresia a geosynklinálna sedimentácia	trias	kremence, kremité fľovitité, slienité bridlice, dolomity, vápence svetlé a sivé, dolomity, bridlice		karpatská geosynklinála		
karpatská tektonikavrásová, dislokačná a zlomová; vznik násunov a tekt. šupín	vrch. kriéda — str. eocén	diafortory I, II, III, epitektonity	dislokačný dynamometamorfizmus	pohlcovacie kryštalické zóny; krakovská, kráľovoholská		
terciérna-mladoterciérna tektonika (?)						
zaľadnenie a štvrtohorné geomorfologické štádium	kvartér	morény, štrkové nánosy, piesky, hliny				

- [1] Andrian F. F., 1858: Bericht über die Uebersichtsaufnahmen im Zipser und Gömörer Comitate während des Sommers. Jahrbuch. Wien 1859. — [2] Andrusov D., 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpát II., Věst. stát. geol. ústavu ČSR, Praha. — [3] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha. — [4] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu (kolektív „Západný gemer“ 1951). Geol. sborník roč. IV, č. 3—4, Bratislava. — [5] Andrusov D., 1956: Sú Záp. Karpaty pohorím s príkrovovou stavbou? Geol. sborník roč. VII, č. 1—2, Bratislava. — [6] Beudant F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique, en Hongrie. Paris (str. 437, 458, 473). — [7] Biely A., 1953: Geologické pomery v okolí Lovinobane. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [8] Hauer F., 1875: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnisse der Bodenbeschaffenheit der österr. ungar. Monarchie, Wien. — [9] Hromádka J., 1933: Příspěvek k morfologii Pohorí. Sborník II, čl. geografů v Bratislavě. — [10] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výskumech v Nizkych Tatrách, Rozpravy II. tř. čes. akad. XXXVI, Praha. — [11] Kettner R., 1937: Geologická stavba severního svahu Královny hole, v okolí Lipt. Tepličky (Nízke Tatry), Rozpravy II. tř. čes. akad. XLVII., č. 7, Praha. — [12] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh do Brezna. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [13] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava. — [14] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe Centr. Západných Karpát, Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny, Geol. práce 48a, Bratislava. — [16] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník roč. IV, č. 3—4, Bratislava. — [17] Nemčok A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rim. Baňou a Sirkom. Geol. sborník roč. IV, č. 3—4, Bratislava. — [18] Pouba Z., 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických sériích u Šumiace a Švermova v Horehroní. Sb. ÚÚG, sv. XX, Praha. — [19] Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geologica Hungarica, Budapest. — [20] Schönnenberg R., 1946: Geologische Untersuchungen am Nordwestrande des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). — [21] Schönnenberg R., Tektonika na hraničnom území gemeríd a graníd SZ od Dobšinej (západné Karpaty, preklad). (Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Paleont. Monatshefte, Berlin 1949). — [22] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 8. Hannover. — [23] Šuf J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně Železníku na Slovensku. Věstník Královské české společnosti nauk, Praha. — [24] Štúr D., 1868: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Waag-und Gran-Thale. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. XVIII, Wien. — [25] Zoubek Vl., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. stát. geol. úst. čl. rep. IV, č. 4—5, Praha. — [26] Zoubek Vl., 1931: Tektonická skiza širšího okolí Brezna n/Hronom, Věst. stát. geol. úst. Čsl. rep. VII, č. 2, Praha. — [27] Zoubek Vl., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěru minerálních zřídél, Věst. stát. geol. úst. XI, 5, Praha. — [28] Zoubek Vl., 1953: Předběžná zpráva o výskumu východní části nízkotatranského jaderného pohorí, Sborník ČSAV, Praha. — [29] Zoubek — Gorek, 1953: Předběžná zpráva o geologické stavbě oblasti kyzových ložisek u Heľpy, Věst. ÚÚG, roč. XXVIII, Praha. — [30] Zoubek — Gorek: Předběžná zpráva o výskumu mezozoika v okolí Heľpy, Praha. — [31] Zoubek Vl., 1957: Hranice gemeríd s veporídmí. Geol. práce, zoš. 46. Sborník X. jubil. sjazdu čl. spoločnosti pre miner. a geol. pri ČSAV, Bratislava.

**BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE KARTIERUNG IN DER
BREITEREN UMGEBUNG DES BERGES KRÁLOVÁ HOĽA
IN DER NIEDEREN TATRA**

Die geologische Kartierung in der breiteren Umgebung des Berges Králová hoľa im Gebirge Niedere Tatra brachte uns einige neue Erkenntnisse über den geologischen Bau des Kristallinikums, über das Verhältnis zwischen dem veporiden Kristallinikum und den mesozoischen Serien, wie auch eine neue Ansicht über die tektonische Stellung einiger Serien.

Das veporide Kristallinikum gehört hauptsächlich zu zwei tektonischen Einheiten, und zwar

a) zu der Zone von Kraklov (Kraklover Zone) und

b) Zone von Králová hoľa.

Die Kraklover Zone besteht aus drei tektonischen, charakteristischen Subzonen, und zwar:

1. *Subzone der migmatitischen Pegmatite*, die im Süden in einem tektonischen Kontakt mit der tektonischen Schuppe von Pohorelá (P) und weiter auf der Überschiebungslinie mit der Zone von Králová hoľa liegt. Diese Subzone ist durch mächtige migmatitische Pegmatite charakterisiert, die sich aus den durch eine grosse Granitisation- und Migmatisationsfähigkeit gekennzeichneten Granodioriten gebildet haben;

2. *Wurzelregion der tektonischen Schuppen PŠK* (Benennung nach den Lokalitäten Pohorelá—Šumiac—Králová hoľa), die hauptsächlich aus Phylonitpararulen zusammengesetzt sind. Diese Zone stellt nur einen cca 800 m mächtigen Streifen von Gesteinen mit einer spezifischen tektonischen Stellung in diesem Teile des Kraklover Kristallinikums dar und ist tektonisch sehr reduziert. Sie ist als Wurzelzone der tektonischen Schuppen, die teilweise oder ganz auf dem Kraklover Kristallinikum liegen, anzusehen;

3. *Subzone der ophiolitischen Amphibolite* und Granitoide stellt eine Fortsetzung weiter nach Norden dar und ist durch das Inhaltsverhältnis der Granodiorite und ihrer hypoabyssalen Formen charakterisiert, deren Intrusion ich zu Perm eingliedere. In dieser Zone sind die Amphibolite nördlich von Brezno und Bujakov am mächtigsten entwickelt. Demgegenüber nördlich von Králová hoľa löschen sie mangels Kristallhülle und wegen Überschuss an Granitoiden ganz aus.

Die Zone von Králová hoľa ist durch einen Granodioritenmassiv (mittelkörnige Granodiorite bis Quarzdiorite porphyrischen bis hybriden Types) gekennzeichnet, der sich in der Nähe der Kristallhülle gebildet hat. In den Hüllenpararulen bildeten sich Migmatite mit dem imbibierten Feldspat, überwiegend Orthoklas.

Die tektonisch-metamorphen Dislokationseinflüsse haben sich in beiden Zonen intensiv geltend gemacht; in der Kraklover Zone hauptsächlich durch *innere Dislokationsbewegungen*, die mit einer umfangreichen retrograden Metamorphose verbunden waren. In der Zone von Králová hoľa wiederum besonders durch *Metamorphose an der Oberfläche*, die von den überschiebenden Massen des Mesozoikums von Choč hervorgerufen wurde.

Es wurde eine einheitliche Hülle des veporiden Kristallinikums festgestellt, die durch eine Dislokation besonders auf den östlichen und südlichen Hängen des Kristallinikums verschiedentlich metamorphiert wurde.

Im Quellengebiet des Baches Hnilec wurde eine aus phylitischen Schiefen, Porphyroiden und grünen Schiefen zusammengesetzte Serie festgestellt. Es handelt sich da meiner Meinung nach vielleicht um Unter- bis Mittelkarbon.

Aus der Serie von Choč kartierte ich im studierten Gebiet nur einen Teil des Karbons im Bachtal von Hnilec. Die Überschiebungslinie verfolgte ich vom Hnilec bis zum Talbecken von Muráň. Die Serie von Choč ist da flach an die veporide mesozoische Hülle überschoben, die ebenso wie das Kraklover Kristallinikum durch eine Dislokation verschiedentlich metamorphiert wurde.

Erzlagerungen wurden in diesem Teile des Kristallinikums nicht gefunden. Sie wurden aus Mesozoikum von Z. P o u b a (1953) beschrieben. Ausser den, von P o u b a beschriebenen Erzfunden tritt da eine kleinere Hämatitlagerstätte in den schieferigen Porphyroiden in den Verschlüssen des Baches Hnilec auf.

In der Nähe des kartierten Gebietes befinden sich die Pyrrhotinlagerstätten von Heřpa, die von mehreren Autoren studiert wurden. Aber bis ins kartierte Gebiet reichen diese Lagerstätten nicht. Sie sind ausschliesslich an Amphibol nördlich von Heřpa gebunden.

Linsen des reinen hydrothermalen Kiesels in der Umgebung von Andrečov können wegen ihrer Unzugänglichkeit nicht ausgenützt werden.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

Übersetzt von inž. M. Rumann.

JÁN BYSTRICKÝ

V Ý S K Y T R I A S Y *Diplopora annulatissima* P i a
V SLOVENSKOM KRASE

(Nemecké resumé, tab. XI—XII)

Diplopora annulatissima P i a bola až do nedávna v západných Karpatoch úplne neznáma. Jej prvý, a doposiaľ jediný exemplár som zistil v Maheľovom terénnom materiále zo Stratenskej hornatiny, kde sa vyskytuje v bielych organogénnych vápencoch spolu s *Psyporella pauciforata simplex* P i a, (Bystrický 1957 s. 235). V Slovenskom krase, napriek tomu, že jeho svetlé vápence anisu sú na diplopóry nepomerne bohatšie než v Stratenskej hornatine a Muraňskej plošine, sa *Diplopora annulatissima* P i a nikde nenašla (ak ovšem neberieme do úvahy malý, túto formu pripomínajúci úlomok vyskytujúci sa vo vápencoch Silickej planiny — Bystrický 1957 s. 235, tab. VII, obr. 4).

Túto medzeru podarilo sa mi odstrániť až počas geologického mapovania južnej časti Slovenského krasu v roku 1958. *Diplopora annulatissima* P i a, o ktorej bude v ďalšom reč, vyskytuje sa vo svetlých, svetlošedých i tmavších vápencoch JZ od úpätia Maloldalalu (kóta 492,5) tesne nad východným okrajom obce Kečovo. Odtiaľ smerom na východ možno ju nájsť na južnom úpätí spomenutého kopca na ľavom brehu kečovského potoka, takmer až do polovice vzdialenosti medzi Kečovom a čsl.-maďarskou štátnou hranicou. Západnejšie od Kečova zistil som ju ešte pri kóte 422,2, trocha južnejšie od križovatky poľných ciest, vo voľných balvanoch svetlošedého vápenca nakopených ako ohrada okolo vinohradu.

Na všetkých spomenutých lokalitách je pomerne hojne zastúpená a jej vápenaté schránky s charakteristickými tenkými článkami možno na hladkých navetraných plochách vápencov pozorovať už makroskopicky. Pravda, tvar pórov a ich zoskupovanie nemožno na tvári miesta zistiť ani pomocou lupy. Preto ich druhové určenie je možné len vo výbrusoch a mikroskopicky.

Charakteristickými znakmi riasy *Diplopora annulatissima* P i a sú podľa P i u (1920, 1924) všeobecne nízke a pravidelné články, z ktorých na každý pripadá

vždy len jeden praslen pórov, zoskupených do zväzkov. Póry sú na báze neobyčajne hrubé, tesne k sebe priliehajú, takže len miestami sú oddelené od seba celkom tenkou vápenatou lištou. Smerom na vonok sa rýchle stenčujú a pri vystupovaní zo schránky sú už rovnako jemné ako póry druhu *Diplopora annulata forma trichophora*. Počet pórov v jednom zväzku je 3—4.

Exempláre od Kečova majú všetky tieto znaky, i keď niektoré z nich javia istú variabilitu v hrúbke článkov a rýh. Väčšina exemplárov sa však zhoduje s Piovým typom. Ich články sú tenké a stoja kolmo alebo skoro kolmo na pozdĺžnú os vnútornej dutiny. V každom článku je vždy jeden praslen pórov, zoskupených do zväzkov. Póry sú na báze silne zhrubnuté, smerom k vonkajšej strane vápenatej schránky sa však rýchlo stenčujú a vystupujú z článkov. Bazálnymi zhrubnutými časťami sa navzájom dotýkajú, takže vo výbruse splývajú spolu alebo sa prekrývajú, čo spôsobuje, že nie vždy v nich možno zistiť počet pórov, pripadajúci na jeden zväzok (porovnaj tab. XI, obr. 1 — článok pri spodnom okraji vnútornej dutiny). Počet pórov v jednom zväzku ako aj zoskupovanie pórov do zväzkov je najzreteľnejšie vidieť v reze distálnymi časťami bazálnym koncom pórov, pretože vtedy je medzi jednotlivými pórmí dobre viditeľná vápencová lišta (porovnaj tab. XII, obr. 3, 5).

Ako vidieť z vyobrazených exemplárov, jeden zväzok má tri, zriedkavejšie štyri póry. Tenké časti pórov sú od seba vzdialenejšie, slabo divergujú, a preto v rezoch, ktoré nimi prechádzajú, zoskupenie pórov do zväzkov a ich počet v jednom zväzku nie sú už tak zreteľné; ba vo väčšej vzdialenosti roviny rezu od vnútornej dutiny zoskupenie pórov nie je vôbec patrné (viď tab. XII, obr. 5 — póry v článku, ktorý prilieha k centrálnej dutine sú ešte vo veľmi dobre viditeľných zväzkoch. V spodnejšom článku (piaty zdola) zoskupenie pórov do zväzkov je už menej zreteľné a v ďalších článkoch sa úplne stráca). Počet zväzkov v jednom praslene sa u našich exemplárov nedá s istotou stanoviť. Totiž nielen jednotlivé póry v zväzkoch, ale aj zväzky navzájom sú tak husto k sebe natlačené, že splývajú.

Hrúbka článkov je variabilná. Vo väčšine prípadov len máločo presahuje hrúbku bazálnej časti zväzku, je teda trocha väčšia než u Piovho typu (Pia 1920). Rýhy zasahujú do vápenatej schránky veľmi hlboko, v dôsledku čoho schránka medzi článkami je neobyčajne tenká (viď tab. XI, obr. 3; tab. XII, obr. 1—3) a nikdy nedosahuje hrúbku schránky druhu *Diplopora annulata*. Pomer hrúbky článku k výške rýhy je konštantný — 1 : 1.

Okrem týchto foriem viac menej zhodných s Piovým typom formy *Diplopora annulatissima* vyskytuje sa medzi nimi aj niekoľko exemplárov, ktoré sa od Piovho typu značne líšia. Jeden z nich je vyobrazený na tab. XI, obr. 2. Od predošlého druhu sa odlišujú hrúbkou článkov a výškou rýhy, ako aj hrúbkou bazálnej časti pórov.

Články sú podstatne hrubšie, rýhy naproti tomu zase veľmi nízke. Svojimi rozšírenými koncami sa články niekedy dotýkajú, a tak dochádza k úplnému uza-

vretiu rýh. Pomer hrúbky článkov k výške rýh je u vyobrazeného jedinca 2,6 : 1. Pritom ale vzdialenosť praslenov v pomere k vonkajšiemu priemeru schránky je tá istá ako u prv uvedených typických exemplárov.

Aj u tohto jedinca pripadá na jeden článok vždy len jeden praslen pórov, zoskupených po troch do jedného zväzku. Bazálne časti pórov však nie sú také hrubé ako u typickej formy *Diplopora annulatissima*. Napriek týmto diferenciam je táto forma veľmi blízka forme *Diplopora annulatissima* P i a a nemožno ju nateraz od nej pre nedostatok vhodnejšieho materiálu oddeliť. Ostatne variabilita hrúbky článkov a rýh nie je u druhu *Diplopora annulatissima* vzácnosťou. Uvádza ju sám P i a (1924), ako aj H e r a k (1951) u exemplárov z triasu Juhoslavie.

č. riasy	Rozmery					
	vonkajší priemer		priemer vnút. dutiny		vzdialenosť praslenov (výška rýhy a článku)	
	v mm	v %	v mm	v %	v mm	v %
1.	3,7	100 %	2,0	54 %	9 : 15 = 0,6	16 %
2.	4,3	100 %	2,6	60 %	4,2 : 6 = 0,7	16 %
3.	3,4	100 %	1,8	55 %	1,68 : 3 = 0,56	16 %
4.	3,6	100 %	1,6	44 %	1,5 : 3 = 0,5	14 %

Riasa č. 1 — viď tab. XII, obr. 2; čís. výbrusov: riasa č. 1 — 1417, riasa č. 2 — 1405, riasy č. 3, 4 — 1411.

Rozmermi sa naše exempláre zo Slovenského krasu najviac približujú formám južnej Dalmácie (P i a 1924).

Diplopora annulatissima P i a má značné plošné rozšírenie. Je známa zo severných i južných východných Álp, zo západných Álp, z Dinaríd, Sedmohradská (pohorie Moma) a z oblasti germanského triasu zo Sliezska. P i a (1926, 1936, 1942) jej pripisuje význam typickej vedúcej skameneliny obmedzujúcej sa len na najvyšší anis — vrchný illýr.

Stratigrafické prehodnotenie tejto riasy podáva najnovšie Herak (1951), ktorý po jej zistení spolu s *Diplopora annulata* v tom istom výbruse dochádza k uzáveru, že *Diplopora annulatissima* P i a prestáva byť vedúcou skamenelinou, a že nie je diplopórou anisu, ale ladinu.

Materiál, ktorý mám nateraz z vápencov od Kečova, neumožňuje mi zaujať k tejto otázke stanovisko. Na tomto mieste chcem znovu poukázať na tú skutočnosť, že *Diplopora annulatissima* P i a sa v Stratenskej hornatine vyskytuje v tom istom výbruse v spoločnosti s *Physoporella pauciforata simplex* P i a. Oba druhy tohto výbrusu (č. výbrusu 292) som uviedol a vyobrazil vo svojom príspevku o diplopórach gemeríd (B y s t r i c k ý 1957, s. 232, 235; tab. VI, obr. 2; tab. VII, obr. 3). Preto nemôže byť pochybnosti o tom, že *Diplopora annulatissima* P i a je aj diplopórou anisu. Podobne aj malý úlomok diplopóry (ktorý však v danom prípade nie je rozhodujúci) z vápencov Silickej planiny, pripomí-

najúci do značnej miery formu *Diplopora annulatissima* (Bystrický 1957, s. 235, tab. VII, obr. 4) sa vyskytuje v tom istom výbruse spolu s *Oligoporella pilosa intusannulata* Pia a *Oligoporella pilosa varicans* Pia, teda s formami, ktoré podľa Pia (1935, 1942) sú pelsonské.

Riešenie otázky, či *Diplopora annulatissima* Pia je v Slovenskom krase výlučne formou anisu, ako aj otázky vertikálneho rozsahu diplopór pokladaných Pia om za pelsonské, presahuje rámec tejto krátkej zprávy. V každom prípade si zasluhuje veľkej pozornosti už aj vzhľadom na to, že diplopóry sú v triase Slovenského krasu veľmi hojné a často takmer jedinými skamenelinami svetlých vápencov stredného triasu.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

- [1] Bystrický J., 1957: Príspevok ku poznaniu diplopór triasu gemeríd. Geol. sbor. SAV VIII, soš. 2, Bratislava. — [2] Herak M., 1951: Ladinic Dasycladaceae of Yugoslavia and their stratigraphical significance. Jugoslavenska Akad. Znan. a Umjetn., Bull. Int., Zagreb, vol. 3. — [3] Herak M., 1957: Some problems in the dasyclad genus *Diplopora*. Micropaleontology. Vol. 3, n. 1. New York. — [4] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce zoš. 48a, SAV, Bratislava. — [5] Pia J., 1920: Die Sipnoeae verticalatae vom Karbon bis zur Kreide. Abhandl. d. Zool.-bot. Gesell. in Wien, Bd. XI. Hft. 2., Wien. — [6] Pia J., 1924: Die Diploporen der Trias von Süddalmatien. Sitzungber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Mat.-nat. Klasse Abt. I. Bd. 133, Wien. — [7] Pia J., 1926: Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. Anzeiger d. Akad. d. Wiss.- in Wien. Mat.-nat. Klasse. Jahrg. 1925, Nr. 23. Wien. — [8] Pia J., 1936: Algen als Leitfossilien. Probl. of Paleont. 1, 11, Moskva. — [9] Pia J., 1942: Übersicht über die fossilen Kalkalgen und die geologischen Ergebnisse ihrer Untersuchung. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 33, 1940, Wien.

JÁN BYSTRICKÝ

VORKOMMEN DER ALGE *Diplopora annulatissima* Pia IM GEBIRGE SLOVENSKÝ KRAS

(Tafel XI—XII).

Die *Diplopora annulatissima* Pia war bis unlängst in den Westkarpaten vollkommen unbekannt. Ihr erstes und bisher einziges Exemplar stellte ich im durch Maheľ aus dem Gebirge Stratenská hornatina (nordgemeride Trias) gesammelten Material fest, wo sie in weissen organogenen Kalken zusammen mit *Physoporella pauciforata simplex* Pia (Bystrický 1957, S. 235) vorkommt. Im Gebirge Slovenský kras, obzwar seine lichten anisischen Kalke an Diploporen verhältnismässig reicher sind, als diejenigen in den Gebirgen Stratenská hornatina und Muránska plošina, hat man die *Diplopora annulatissima* nirgends gefunden (wenn wir das kleine, an die *Diplopora annulatissima* erinnernde Bruchstück aus den Kalken von Silická planina nicht in Erwägung ziehen — Bystrický 1957, S. 235, T. VII, Bild 4).

Diese Lücke ist es mir gelungen während der geologischen Kartierung im südlichen Teil des Gebirges Slovenský kras im J. 1958 zu beseitigen. Die *Diplopora annulatissima* Pia, von der im Weiteren gesprochen wird, kommt in den lichten, lichtgrauen, stellenweise auch grauen Kalken am Fuss des Berges Maloldal (Kote 492,2) dicht über dem östlichen Rand der Gemeinde Kečovo vor. Von da gegen Osten kann man sie auf dem südlichen Fuss des Berges Maloldal (linkes Ufer des Baches Kečovský potok), fast in die Hälfte der Entfernung zwischen der Gemeinde Kečovo und der tschechoslowakisch-ungarischen Staatsgrenze sammeln. Westlich von Kečovo habe ich sie bei der Kote 422,2, etwas südlicher von der Kreuzung der Feldwege in losen, um den Weingarten angehäuften Blöcken lichtgrauer Kalke gefunden.

Auf allen hier angeführten Lokalitäten ist sie verhältnismässig häufig vertreten und ihre Kalkschalen mit charakteristischen feinen Gliedern kann man auf den glatten, angewitterten Flächen der Kalke schon makroskopisch gut beobachten. Die Gruppierung der Poren, ihre Form usw. kann man allerdings an Ort und Stelle nicht einmal mit Benützung der Lupe feststellen. Deshalb erfordert die Bestimmung der Art der Diploporen von Kečovo unbedingt ein mikroskopisches Studium in Dünnschliffen.

Charakteristische Merkmale der Alge *Diplopora annulatissima* Pia sind Pia (1920, 1924) nach: im allgemeinen niedere und regelmässige Glieder, von denen ein jedes bloss einen Wirtel von in Büschel gruppierten Poren enthält. An der Basis sind die Wirteläste ausserordentlich dick, dicht aneinander gepresst und nur stellenweise durch eine ganz dünne Kalklamelle voneinander getrennt. Gegen aussen verjüngen sie rasch so dass sie bei ihrem Austritt aus den Gliedern ebenso fein, wie die von *Diplopora annulata forma trichophora* sind. Die Zahl der Poren in einem Büschel beträgt 3—4.

Die Exemplare von Kečovo besitzen alle erwähnten Merkmale, wenn auch manche Exemplare eine gewisse Variabilität in der Höhe der Glieder und Furchen ausweisen. Die meisten Exemplare haben jedoch dünne und senkrecht, oder fast senkrecht zu der Längsachse der inneren Höhlung angeordnete Glieder. In jedem Glied ist immer bloss ein Porenwirtel, die in Büschel gruppiert sind. Die Poren sind an der Basis stark verdickt, in der Richtung zur Aussenseite der kalkigen Schale verjüngen sie sich rasch und treten aus der Schale aus. Mit den basalen, verdickten Teilen berühren sie sich gegenseitig, so dass es nicht immer möglich ist ihre Zahl in einem Büschel in dem Dünnschliff festzustellen.

Die Höhe der Glieder ist variabel. In den meisten Fällen reicht sie nur wenig über die Mächtigkeit des basalen Teiles des Büschels, ist also ein bischen grösser, als beim von Pia beschriebenen Typus (Pia 1920). Das Verhältnis der Höhe des Gliedes zur Höhe der Furche ist jedoch konstant — 1 : 1. Die Furchen reichen in die Kalkschale bedeutend tief ein, infolgedessen die Kalkschale zwischen den Gliedern ungewöhnlich dünn ist (siehe Tab. XI, Bild 3, Tab. XII, Bild 1—3) und nie die Dicke der Schale der *Diplopora annulata* erreicht.

Ausser diesen Formen die mit Pia's Typus der *Diplopora annulatissima* mehr oder weniger vollkommen übereinstimmend sind, kommen unter ihnen auch einige Exemplare vor, die sich von ihnen bedeutend unterscheiden. Die Differenzen äussern sich hauptsächlich in der Mächtigkeit der Glieder und Höhe der Furchen, sowie in der Dicke der basalen Teile der Poren. Die Glieder sind wesentlich mächtiger, dagegen sind die Furchen wiederum sehr niedrig. Die äusseren Ränder der Glieder sind etwas erweitert, manchmal berühren sie sich gegenseitig und die Furchen schliessen sich zu (siehe Tab. XI, Bild 2). Das Verhältnis der Mächtigkeit der Glieder zur Höhe der Furchen ist beim abgebildeten Exemplare 2,6 : 1. Dabei ist jedoch die Entfernung der Wirtel im Verhältnis zum äusseren Durchmesser der Schale dieselbe, wie bei den vorerwähnten Exemplaren. Auch bei diesem Exemplare enthält ein Glied immer nur einen Wirtel von zu drei in Büschel gruppierten Poren. Die basalen Teile der Poren sind jedoch nicht so verdickt, wie bei der typischen Form *Diplopora annulatissima* Pia. Trotz diesen Differenzen steht diese Form der *Diplopora annulatissima* Pia sehr nahe und man kann sie derzeit nicht

von ihr trennen. Übrigens ist die angeführte Variabilität in der Höhe der Glieder und Furchen bei der *Diplopora annulatissima* Pia keine Seltenheit. Selbst Pia (1920) führt sie an und neuerdings auch Herak (1951) bei den Exemplaren aus der jugoslawischen Trias.

	Abmessungen:		äusserer Durchmesser	Durchm. des inneren Hohlraumes		Entfernung der Wirteln	
	Dünnschliff						
1	1417	3,7	100 %	2,0	54 %	9 : 15 = 0,6	16 %
2	1411	4,3	100 %	2,6	60 %	4,2 : 6 = 0,7	16 %
3	1411	3,4	100 %	1,8	55 %	1,68 : 3 = 0,56	16 %
4	1411	3,6	100 %	1,6	44 %	1,5 : 3 = 0,5	14 %

Alge No 1 — siehe Tab. XI, Bild 2;

Den Dimensionen nach nähern sich also unsere Exemplare am meisten den dalmatischen Formen an (Pia 1924).

Die *Diplopora annulatissima* Pia hat eine bedeutende geographische Verbreitung. Sie ist aus den nördlichen und südlichen Ostalpen, Westalpen, Dinariden, Siebenbürgen (Moma-Gebirge) und aus dem Gebiete der germanischen Trias in Schlesien bekannt. Pia (1926, 1936, 1942) schreibt ihr die Bedeutung eines sich bloss auf den obersten Anis — oberen Illyr beschränkenden Leitfossils zu.

Die stratigraphische Umwertung dieser Alge bringt neuerdings Herak (1951), der nach ihrer Feststellung zusammen mit der *Diplopora annulata* in einem und demselben Dünnschliff zur Ansicht gelangt, dass die *Diplopora annulatissima* Pia kein Leitfossil und keine anisische, sondern eine ladinische Form ist.

Das Material aus den Kalken von Kečovo, das ich derzeit zur Disposition habe, erlaubt mir nicht eine Stellungnahme zu dieser Frage. An dieser Stelle will ich bloss von neuem auf die Tatsache hinweisen, dass die *Diplopora annulatissima* Pia im Gebirge Stratenská hornatina zusammen mit der *Physoporella pauciforata simplex* Pia in einem und demselben Dünnschliff vorkommt. Beide Arten dieses Dünnschliffes (Dünnschliff 292) habe ich in meinem Beitrage über die Diploporen der Gemeriden (Bystrický 1957, S. 232, 235, T. VI, Bild 2, T. VII, Bild 3) angeführt. Es steht deshalb ausser allem Zweifel, dass die *Diplopora annulatissima* Pia eine anisische Diplopora ist.

Die Lösung der Frage, ob *Diplopora annulatissima* im Gebirge Slovenský kras ein anisisches Leitfossil ist, sowie die Frage der vertikalen Verbreitung der von Pia (1942) als pelsonisch betrachteten Diploporen, reiht über den Rahmen dieses kurzen Berichtes.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's
Bratislava

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

B. GÉCZY

(Paläontologisches Institut der Universität Budapest).

Tragophylloceras vadászi (L ó c z y, 1915) emend. nov.
AUS DER KLIPPENZONE DER NW KARPATEN

(Taf. XIV)

Aus dem liassischen Fleckenmergel der Klippenzone der NW-lichen Karpaten, hat L ó c z y sen. 1915 unter dem Namen *Phylloceras vadászi* eine neue Ammonitenart beschrieben. Der Typus ist in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt aufgehoben, und sein Fundort ist, laut Etikette, Holice (= Turréte) „in der Nähe von Miava südlich von den Häusern am Bergabhang“.

Die Masse des Typus betragen:

Durchmesser:	80 mm,
Höhe:	48 %,
Breite: etwa	16 %,
Nabel:	19 %.

Der Umgang ist hoch und schmal, das Gehäuse mässig engnabelig, die Nabelwand steil, der Nabelrand abgerundet. Die Seiten sind im inneren Drittel am breitesten, dann wird der Umgang gegen den Rücken zu allmählich schmaler. Die Seiten des als Steinkern erhaltenen Exemplars werden von feinen einfachen Rippen skulpiert, die etwas schmaler als die Zwischenräume zwischen den Rippen und an der Dorsalseite etwas nach vorne gebogen sind. Wo die Rippen an der Dorsalseite zusammenlaufen, bilden sie einen perlschnurartigen stumpfen Kiel.

Die Wohnkammer beträgt etwa die Hälfte des letzten Umganges und ist bis zum Ende von Rippen bedeckt. Der vordere beschädigte Teil der Wohnkammer lässt wahrscheinlich auf eine S-förmige Mundöffnung folgern. Die von L ó c z y angegebene Suturlinie ist zu korrigieren. An der letzten Kammerscheidewand, die an der inneren Seite vom Gesteinsmaterial bedeckt ist, sind 4 Loben zu sehen, die allmählich kleiner werden. L₁ ist etwas tiefer, als E, mit einem schmalen, dreiteiligen verlängerten, mittleren Ast. S₁ ist diphyllid.

Das von L. L ó c z y jr. gesammelte Exemplar wurde seinerzeit von E. V a -

dász bestimmt (Lóczy 1915). Vadasz hat in seiner zutreffenden Diagnose diese Art auf Grund der „ganz flachen Form, des schmalen Querschnittes, der sich verschmälernden, fast scharfen, aber doch entschieden abgestumpften Aussen-seite“ von der Art *Phylloceras loscombi* (Sowerby) unterschieden. Die Art *Phylloceras loscombi* gehört in die Gattung *Tragophylloceras* Hyatt, 1900. Die Diagnose ist zur Absonderung von den vor Lóczy beschriebenen *Tragophylloceras*-Arten berufen. Die *Tragophylloceraten*, auch die nahestehenden Arten, wie *Tr. wechsleri* (Oppel), *Tr. ibex* (Quenstedt) *Tr. loscombi* (Sow.) sind allein schon durch ihre Massverhältnisse spezifisch von *Tr. vadászi* abweichend.

	Durchmesser	Höhe	Breite	Nabel
<i>Tr. numismalis</i> (Quenstedt)	76	0,48	0,28	0,17
<i>Tr. elteni</i> (Pompeckj)	78	0,47	0,28	0,19
<i>Tr. dolosum</i> (Meneghini)	15	0,50	0,28	0,20
<i>Tr. paucicostatum</i> (Pompeckj)	57	0,54	0,24	0,17
<i>Tr. ibex</i> (Quenstedt)	31	0,40	0,19	0,28
<i>Tr. wechsleri</i> (Oppel)	43	0,46	0,21	0,21
<i>Tr. loscombi</i> (Sowerby)	78	0,54	0,23	0,13
<i>Tr. vadászi</i> (Lóczy)	80	0,48	0,16(?)	0,19

Innerhalb der Gattung erinnert *Tragophylloceras vadászi* am meisten an die *Amaltheiden*. Die Übereinstimmung in der Form kann vom Gesichtspunkte der Phylogenese aus verschiedentlich ausgewertet werden. Wähner (N. Jb. f. Min. 1892/2 S. 153) und nach ihm konsequent auch Vadasz (1907) betonen, dass die *Tragophylloceraten* einen Übergangscharakter zwischen den *Phylloceraten* und den *Amaltheiden* aufweisen. Spath untersuchte die Ontogenese der *Tragophylloceraten* und hat auf Grund seiner Studien 1914 behauptet, dass zwischen den beiden Gruppen keinerlei verwandtschaftliche Beziehungen bestehen können; und weist erst 1927 darauf hin, dass in der Ausbildung des inneren Lobus zwischen *Tragophylloceras* und in die Familie *Amaltheidae* eingereihten „*Amphiceras*“ Gemmelaro 1884 (= *Galaticeras*, Spath 1938) eine Übereinstimmung vorhanden ist. Das System von Arkell (1957) stellt *Galaticeras* zusammen mit *Tragophylloceras* in dieselbe Familie (*Juraphyllitidae* Arkell 1950), wobei er für möglich hält, dass *Amaltheus* aus der Familie *Phylloceratidae* abgeleitet werden kann. Demnach ist also *Tragophylloceras vadászi* entweder das am höchsten entwickelte Glied des der *Amaltheidae* konvergierenden Astes der *Tragophylloceraten*, oder aber noch mehr, innerhalb der Familie *Juraphyllitidae* ähnlich wie *Galaticeras*, eine Form, die zu den *Amaltheiden* hinüberführt. Diese letzte Annahme kann mit der Auffassung von Monestier (1928) in Einklang gebracht werden, der die grosse Variabilität der *Amaltheiden* mit ihrer polyphyletischen Abstammung erklärt hat.

Auf Grund der Verbreitung der *Tragophylloceraten* hat V a d á s z seinerzeit die L ó c z y'sche Art in den mittleren Lias gestellt, und hat dabei die zoogeographische Bedeutung dieser Form betont, indem er darauf hinwies, dass die von L ó c z y beschriebene Form, wie auch alle übrigen *Tragophylloceraten* für den mitteleuropäischen Jura charakteristisch waren.

SCHRIFTTUM

[1] Arke ll, W. J.: Mesozoic Ammonoidea in Moore: Treatise on Invertebrate Paleontology. L. Mollusca 4. Cansas, 1957. — [2] L ó c z y, L. jun.: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágújhely, Ózombat und Jablána in den Nordwest-Karpathen. Jahresbericht d. k. Ung. Geol. Reichsanstalt. 1914, Budapest, 1915. — [3] Meneghini, G.: Fossiles do Medolo in Stoppani: Paléontologie Lombarde Ser 4. Milano, 1867—1881. — [4] Monestier, J.: Recherches sur la polymorphisme et la phylogénie des Amalthéides domériens. Mem. Soc. Lett. Sci. et Arts. Aveyron 22/1928. (Ref. in Zentralblatt f. Min. 1933.) — [5] Pompeckj, J. F.: Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart, 1893. — [6] Spath, L. F.: On the development *Tragophylloceras loscombi* (J. Sowerby). Quart. J. Soc. Geol. 70. London, 1914. — [7] Spath, L. F.: Revision of the Jurassic cephalopod Faunas of Kachh. Palaeontologia Indica n. ser. IX. Mem. II. Calcutta 1927—33. — [8] V a d á s z, E.: Entwicklungsgeschichtliche Differenzierung in der Familie Phylloceratidae. Földtani Közlöny 37. Budapest, 1907.

B. GÉCZY

Tragophylloceras vadászi (L ó c z y 1915) emend. nov. Z BRADLOVÉHO PÁSMÁ SEVEROZÁPADNÝCH KARPÁT

Z liasových škrvnitých slieňov bradlového pásma severozápadných Karpát opísal L. L ó c z y sen. (1915) pod názvom *Phylloceras vadászi* jeden nový druh ammonitov. Jeho typ je uložený v zbierkach Maďarského geologického ústavu a podľa nálepky sa našiel na lokalite Holice „blízko Myjavy, na juh od obytných domov na svahu kopca“.

Rozmery opísaného druhu sú:

priemer	80 mm,
výška	48 %,
šírka	asi 16 %,
umbulikus	19 %.

Vnutie je dosť vysoké a úzke, schránka mierne zúžená, steny umbilika príkre, hrany umbilika zaoblené. Jednotlivé závitý sú vo vnútornej tretine najširšie, smerom od stredu sa postupne zúžujú. Závitý exemplára, zachovaného vo forme skamenelého jadra, sú zdobené jednoduchými, jemnými rebierkami, ktoré sú trošku užšie ako medzere medzi jednotlivými rebierkami a na dorzálnnej strane sú prehnuté trošku dopredu. Na miestach, kde sa na dorzálnnej strane zbiehajú rebierka, tvoria tupý, hrboľčekovitý kýl (na spôsob perlovej šnúry).

Obývacia komôrka zaberá asi polovicu posledného závitý a až do konca sú na nej rebierka. Podľa prednej, poškodennej časti obývacej komôrky možno usúdiť, že ústie malo pravdepodobne

formu *S.* Sutúrové línie, ktoré uvádza L. Lóczy, treba korigovať. Na vonkajšej stene poslednej komôrky, pokrytej zovnútra horninovou masou, možno vidieť 4 laloky, ktoré sa postupne zmenšujú. *L*₁ je o niečo hlbšie ako *E* a má úzku, trojitú vetvu, z ktorej stredná je predĺžená. *S*₁ je difylidná.

Exemplár, ktorý našiel L. Lóczy jun., určil svojho času E. Vadász (L. Lóczy, 1915). E. Vadász vo svojom podrobnom a priliehavom opise odlišil tento druh na základe jeho „celkom plochej formy, úzkeho prierezu a stále sa zužujúceho, skoro ostrého, ale predsa zjavne otupeného — zaobleného vonkajšieho závitú“ od formy *Phylloceras loscombi* (Sowerby). Druh *Phylloceras loscombi* patrí k rodu *Tragophylloceras* Hyatt, 1900. Odlíšenie od druhov rodu *Tragophylloceras*, opísaných pred L. Lóczyom je plne opodstatnené. Jednotlivé druhy tragophyllocerasov, dokonca i druhy pomerne blízke, ako *Tr. wechsleri* (Oppel), *Tr. ibex* (Quenstedt), *Tr. loscombi* (Sow.) sú už svojimi rozmerami odlišné od *Tr. vadászi*.

	priemer	výška	šírka	umbilikus
<i>Tr. numismalis</i> (Quenstedt)	76	0,48	0,28	0,17
<i>Tr. elteni</i> (Pompeckj)	78	0,47	0,28	0,19
<i>Tr. dolosum</i> (Meneghini)	15	0,50	0,28	0,20
<i>Tr. paucicostatum</i> (Pompeckj)	57	0,54	0,24	0,17
<i>Tr. ibex</i> (Quenstedt)	31	0,40	0,19	0,28
<i>Tr. wechsleri</i> (Oppel)	43	0,46	0,21	0,21
<i>Tr. loscombi</i> (Sowerby)	78	0,54	0,23	0,13
<i>Tr. vadászi</i> (Lóczy)	80	0,48	0,16(?)	0,19

V rámci čelade pripomína *Tragophylloceras vadászi* najviac na amalteidy. Zhodu vo forme možno z hľadiska fylogenetického hodnotiť rozličným spôsobom. Wähner (N. Jb. f. Min. 1892/2 S. 153) a po ňom konzekventne i E. Vadász (1907) zdôrazňujú, že tragophylloceraty majú prechodný charakter medzi phylloceratmi a amalteidmi. L. F. Spath (1914) študoval ontogénu tragophylloceratov a na základe svojho štúdia hovorí, že medzi obidvoma skupinami nemôžu existovať žiadne príbuzenské vzťahy, a až roku 1927 poukazuje na to, že vo formovaní vnútorného laloka je určitá zhoda medzi rodom *Tragophylloceras* a formou „*Amphiceras*“ Gemmelaro 1884 (= *Galaticeras* Spath 1938), zaraďovanou k čeladi *Amaltheidae*. W. J. Arkell vo svojej sústave zaraďuje *Galaticeras* spolu s *Tragophylloceras* do tej istej čelade (*Juraphyllitidae* Arkell 1950), pričom považuje za možné, že druh *Amaltheus* z čelade *Phylloceratae* by mohol byť odvodený. Podľa toho treba považovať *Tragophylloceras vadászi* buď za najviac vyvinutý člen vetvy tragophyllocerasov, konvergujúcej čeladi *Amaltheidae*, alebo ešte viac, za formu čelade *Juraphyllitidae*, ktorá podobne ako *Galaticeras* prechádza do amalteidov. Táto druhá možnosť je v určitom súlade s koncepciou J. Monestiera (1928), ktorý vysvetľuje veľkú variabilitu amalteidov ich polyfyletickým pôvodom.

Na základe rozšírenia tragophylloceratov zaradil E. Vadász svojho času Lóczyho exemplár do stredného liasu a zdôraznil pritom zoogeografický význam tejto formy, pričom poukázal na to, že forma opísaná L. Lóczyom i ostatné formy tragophylloceratov boli charakteristické pre stredoeurópsku juru.

Paleontologický ústav univerzity v Budapešti

Z nemčiny preložil inž. M. Rumann.

MILOSLAV RAKUS

Cymaceras guembeli (O p p e l, 1863)
NOVÝ DRUH PRE CENTRÁLNE KARPATY

V letných mesiacoch roku 1958 zbieral som paleontologický materiál severne a severozápadne od obce Čierna Lehota na strednom Slovensku s kolektívom mezozoika GÚDŠ (V. Viskup, M. Peržel). Na juhovýchodnom svahu Čierneho vrchu sme našli zaujímavý druh *Cymaceras guembeli* (O p p e l, 1863), o ktorom pojednávam v predloženej zpráve.

O p i s l o k a l i t y: Lokalita sa nachádza na JV svahu Čierneho vrchu, približne 500 m JV od kóty 865. Na týchto miestach vychádza na povrch komplex vrstiev, ktoré patria prevažne malmu. Opisovaný druh sme našli v balvane, tesne pod odkryvom. Balvan sa petrograficky úplne zhoduje s vrstvou sivohnedých, celistvých vápencov kalovodetrítickej štruktúry.

Vrstevný sled v odkryve:

mikroklastický gravelový vápenec (3,0 m);
sivohnedý, celistvý vápenec s kalovodetrítickou štruktúrou (6,5 m);
nevýrazne hľuznatý, sivohnedý vápenec (1,5 m);
ružový, jemnozrnný, slabokrinooidový vápenec (3,5 m);
svetlosivý, slabopiesčitý krinooidový vápenec (5,0 m).

Najbohatší na skameneliny je sivohnedý, celistvý vápenec s kalovodetrítickou štruktúrou. Okrem makrofosílií našli sa tu i mikroorganizmy, a to riasy, patriace druhu *Globochaete alpina* L o m b a r d (1945).

Systematické začlenenie nálezů:

čelad: OPPELIIDAE B o n a r e l l i, 1894

podčelad: O c h e t o c e r a t i n a e S p a t h, 1928

rod: *Cymaceras* Q u e n s t e d t, 1887

Genotyp: *Ammonites Guembeli* O p p e l, 1863, podľa F. R o m a n a (1938) str. 164 a W. A r k e l l a (1957) str. 278.

Locus typicus: Streitberg v Horných Frankách, Západné Nemecko.

Stratum typicum: Kimmeridgien strednej Európy.

Diagnóza: Rod *Cymaceras* Q u e n s t e d t, 1887, charakterizujú tieto znaky: schránka je silne involutná a nedosahuje veľké rozmery. Na poslednom závite sa tiahne rad drobných hrbolkov. Ostrý kýl je charakteristicky zvltný. Pri pohľade zo zadu vidieť vlnovku o dosť veľkej amplitúde. Schránka má mesiačkovito prehnuté rebrá.

Opis rodu sa zhoduje s opisom typického druhu *Cymaceras guembeli* (O p p e l, 1863).

Poznámky a vzťahy: Postavenie rodu *Cymaceras* Q u e n s t e d t, 1887, v podčeladi *Ochetoceratinae* S p a t h, 1928, je dosť výnimočné. Hlavným znakom, ktorým sa rod *Cymaceras* líši od ostatných rodov tejto podčelade, je tvar a priebeh kýla.

Istú príbuznosť mohli by sme hľadať s rodom *Ochetoceras* H a n g, 1885, najmä pokiaľ ide o priebeh a utváranie rebier. Rebrá rodu *Ochetoceras* majú v hrubých rysoch rovnaký vzhľad, no nestýkajú sa na rade hrbolkov, ako to vidíme u rodu *Cymaceras*, ale na dosť hlbokoj brázde.

Názna tvorby hrbolkov vidieť u rodu *Oxydiscites* D a c q u e, 1933, u ktorého sú hrbolky len na časti posledného závitú, a smerom k ústiu celkom miznú.

Rod *Fehlmanites* J e a n n e t, 1951, sa odlišuje od rodu *Cymaceras* tým, že v dorzálnjej časti posledného závitú, oddelenej od ventrálnej brázdy, chýbajú rebrá.

Zvlášť morfológické utváranie rodu *Cymaceras* mohlo by nás viesť k domnienke, že ide o nejaké skalaridné formy. Touto otázkou sa zaoberal už A. O p p e l (1863, str. 198), podľa ktorého nejde o deformované exempláre, ale o zvláštne morfológické tvary.

Rozšírenie a výskyt sú rovnaké ako u *Cymaceras guembeli* (O p p e l).

Cymaceras guembeli (O p p e l, 1863)

(obr. 1)

1863 *Ammonites Guembeli* O p p e l, Paleontologische Mitteil. Bd. I, časť III. Über jurassische Cephalopoden, str. 197–198, tab. 51, fig. 5a–c, 6a b, 7a–c.

1938 *Streblites (Cymaceras) Guembeli*, R o m a n, Les Ammonites jurassique et erétacées p. 164, tab. XV, fig. 158.

1952 *Cymaceras Guembeli*, B a s s e, Traité de Paleontologie II, str. 626, tab. IX-1, 1a, 1b et 13, 13a, 13b.

1957 *Cymaceras guembeli*, A r k e l l, Treatise on Invertebrate Paleontology. Introduction to mesozoic Ammonoidea, str. 278, fig. 325, 3a b.

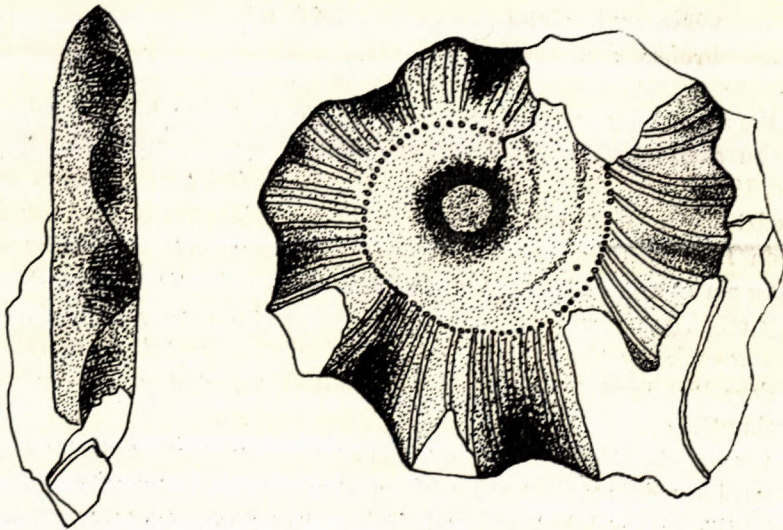
Holotyp: Nemohol som zistiť, či bol vybraný. Všetky typické znaky má jedinec vyobrazený A. O p p e l o m (1863) na tab. 51, fig. 6a, b.

Locus typicus: Streitberg v horných Frankách, Západné Nemecko.

Stratum typicum: Kimmeridgien strednej Európy.

Materiál: Na spracovanie som mal k dispozícii celkove tri neúplné kamenné jadrá.

Opis: Schránka je malá (naše exempláre nepresahujú veľkosť 30 mm), terčovitá, oxyconná, silne involutná. Posledný závit rýchle priberá na výške, takže jeho výška je v oblasti ústia raz tak veľká ako u závitú predchádzajúceho. Podľa A. O p p e l a obývací komôrka zaberá $\frac{3}{4}$ posledného závitú. Posledný závit úplne pokrýva predchádzajúce, takže umbilikus je veľmi malý (u našich jedincov približne 2 mm široký). A. O p p e l udáva šírku umbilika 3–4 mm pri priemere schránky 30 mm. Prechod bokov posledného závitú umbilika je pozvoľný. Približne stredom posledného závitú sa tiahne rad drobnozrných hrbolčiek, ktoré sa smerom k ústiu zmenšujú. Tieto hrbolčeky rozdeľujú povrch posledného závitú na dve polovice, vyznačené tým, že nie sú rovnako orebrené. V polovici, ktorá je bližšie ku kýlu (ventrálnej), sú rebrá ostré, hrubšie, oboma koncami ohnuté dopredu. V dorzálnej polovici sú omnoho jemnejšie, hustejšie a tiež oboma koncami



Obr. 1: Schématický obraz druhu *Cymaceras guembeli*
(Oppel 1863, 2× zväčšené.)

ohnuté dopredu. Oba systémy rebier sa stýkajú na línii hrbolčiek. Na vonkajšom obvode schránky je ostrý kýl, charakteristickým spôsobom poprehybovaný. Toto sprehybanie najčastejšie vidieť pri pohľade zozadu. Kýl je otvorený vlnkou o dosť veľkej amplitúde, ktorá sa smerom k starším závitom zmenšuje. A. O p p e l

uvádza (str. 198), že celkove by malo byť sedem amplitúd na jednom závite a predpokladá, že sprehybanie kýla je obmedzené len na obývaciu komôrku, poukazujúc na to, že nejde o znetvoreninu. Krátko pred ústím sa kýl znovu vyrovnáva do mediálnej polohy. Ústie u našich jedincov sa nezachovalo. Exempláre, ktoré vyobrazuje A. O p p e l (tab. 51), pri pohľade spredu majú ústie ostro kopijovité s bazálnym výrezom, ktorý presahuje tretinu celkovej výšky ústia. Pri pohľade z boka je ústie v hornej polovičke posledného závitú hlboko vykrojené. V spodnej polovičke je vykrojenie menšie, takže je tu istý náznak úšiek. Šev u našich jedincov sa nezachoval.

O n t o g e n e t i c k ý v ý v o j: Jeden z nájdených exemplárov predstavuje mladšie ontogenetické štádium. Podobné jedince vyobrazuje i A. O p p e l (tab. 51, fig. 7a—c) a F. R o m a n (tab. XV, fig. 158 c, d, e). Kýl u nedospelých jedincov je rovný a tupý, rebrá hrubšie a priamejšie. Spoločným znakom dospelých i juvenilných exemplárov je rad hrbolkov. Boky posledného závitú (pri pohľade spredu) sú zahrotenejšie a bazálny výraz ústia nie je taký veľký ako u starších exemplárov.

	Rozmery: naše exempláre	Podľa A. O p p e l a
priemer	26,4 mm	30 mm
výška posl. závitú	14,0 mm	15 mm
hrúbka posl. závitú	—	7 mm

P o z n á m k y a v z t a h y: Exempláre z lokality juhovýchodne od Čierneho vrchu sa zhodujú s opisom a vyobrazením, ako ho uvádza A. O p p e l (1863, str. 197—198, tab. 51, fig. 5a—c, 7a—c). A. O p p e l spomína istú príbuznosť medzi druhmi *Cymaceras guembeli* (O p p e l, 1863) a *Ochetoceras canaliculatum* (von B u c h, 1832) a medzi *Cymaceras guembeli* a *Creniceras bidentosus* (Q u e n s t e d t, 1875). Druh *Ochetoceras canaliculatum* (v o n B u c h) sa odlišuje od *C. guembeli* tým, že u neho nie je rad hrbolkov, ale brázda, ktorá oddeľuje dva rovnaké systémy rebier. Na rozdiel od *C. guembeli* sú rebrá u tohto druhu v dorzálnnej časti (t. j. bližšie k umbiliku) usporiadané papršlekovite a nie sú prehnuté.

Creniceras bidentosus (Q u e n s t e d t) sa odlišujú predovšetkým tým, že je to evolutne vinutá forma s nízkym posledným závitom. Na vonkajšom obvode má tupý kýl, podobný kýlu mladých foriem druhu *Cymaceras guembeli*. *Creniceras bidentosus* má na ventrálnom okraji posledného závitú vždy dva a dva šikmo postavené, za sebou usporiadané hrbolky. Stredom posledného závitú sa tiahne línia bodov, na ktorej sa stretávajú veľmi jemné rebrá oboch častí.

Výskyt tohto druhu na lokalite JV od Čierneho vrchu v Strážovskej hornatine v centrálnej pásme Západných Karpát je prvým tohto druhu v Československej republike.

Rozšírenie: A. O p p e l uvádza tento druh z týchto lokalít: Streitberg

v Horných Frankách, Thamässig v Bavorsku, Bosler pri Bolle a ďalšie lokality
v Švabskej Jure (Württembergsko) a Lägern pri Badene vo Švajčiarsku.
31. januára 1959

*Geologický ústav Dyonýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- Andrusov D. (1945): Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. Stratigrafia doggeru a malmu. Práce Štátneho Geologického Ústavu, zošit 13.
- Arkell W. J. (1957): Treatise on Invertebrate Paleontology. Introduction to mesozoic Ammonoidea, str. 81—437.
- Basse E. (1952): Traité de paleontologie II, Classe des Cephalopodes, sous classe des Ammonoidea, str. 461—688.
- Oppel A. (1863): Paleontologische Mitteilungen Bd. I, část III. Über jurassische Cephalopoden. Str. 163—262.
- Roman F. (1938): Les Ammonites jurassiques et crétacées.

MILOSLAV RAKUS

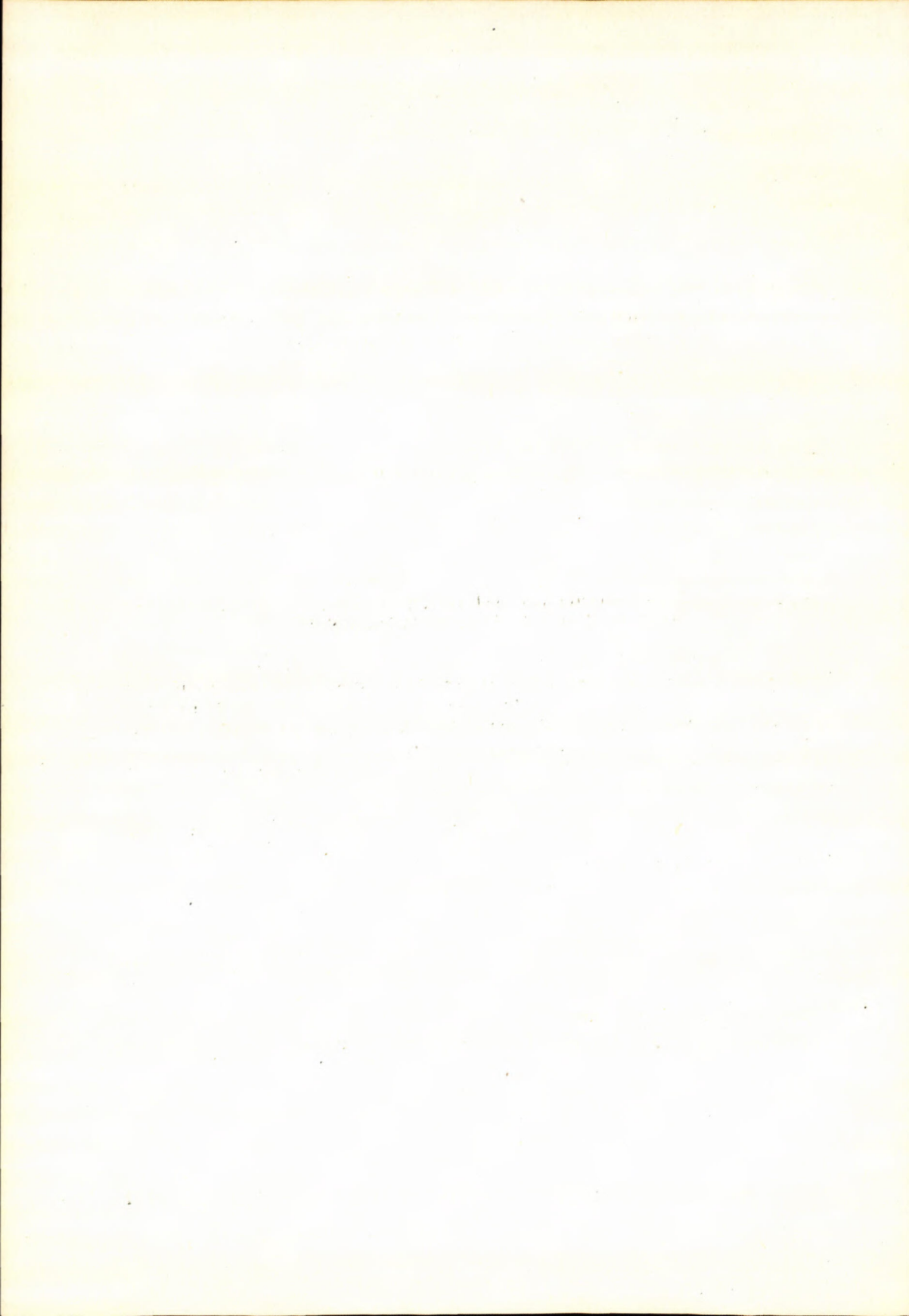
Cymaceras guembeli (Oppel 1863) **EINE NEUE ART IN DEN ZENTRALKARPATEN**

In der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich der Autor mit der Art *Cymaceras guembeli* (Oppel, 1863), deren Exemplare im Gebirge Strážovská hornatina (Zentralkarpaten in der Mittelslowakei) gefunden wurden. Unsere Exemplare aus der Lokalität SW des Berges Čierny vrch stimmen mit Beschreibung und Abbildung dieser Art, wie sie von A. Oppel (1863, S. 197—198, Taf. 51, Fig. 5a—c, 7a—c) gegeben wurde.

Auf Grund des Vorkommens dieser Art konnte man den Kalksteinkomplex, der am südöstlichen Abhang des Berges Čierny vrch auftritt, zu Malm einreihen.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

Übersetzt von Ing. M. Ruman.



BELO ZORKOVSKÝ

ZPRÁVA O PETROGRAFICKO-CHEMICKOM ŠTÚDIU MELAFÝROV,
VYSTUPUJÚCICH VO VERFÉNE V OKOLÍ VEĽKEJ STOŠKY
NA ZÁPADNOM OKRAJI MURÁŇSKEJ PLOŠINY

(Tab. XV—XVI, *nemecké resumé*)

* J. K o v a ř i k (1955) zmieňuje sa v zpráve o mapovaní západného okraja Muráňskej plošiny o výskyte fialovo-ružovkastých a fialovo-červených melafýrov, roztrúsených v podobe úlomkov v súvrství verfénskych bridlíc chočského príkrovu v bezprostrednom nadloží kavernóznych a brekciovitých vápencov. Pre doplnenie svojho štúdia melafýrových hornín zo Západných Karpát zbieral som vzorky na spomenutej lokalite a urobil ich petrograficko-chemický rozbor.

Vzorky, ktoré som podrobil petrograficko-chemickému štúdiu, pochádzajú z miesta asi 750 m severne od konečnej zastávky úzkokolajnej dráhy, vedúcej na juh z obce Závodka n/Hronom (pozri priložený kartogram).

Zistil som tu, že *melafýry*, o ktorých sa zmieňuje J. K o v a ř i k, sa vyskytujú nielen v podobe úlomkov, ale vytvárajú i mohutnejšie teleso uložené konkordantne vo verfénskom súvrství, ktoré sa skladá z pestrofarebných, prevažne tmavofialových, menej zelenošedých, miestami piesčitých alebo ílovitých bridlíc, v ktorých nie sú zriedkavosťou ani polohy prekremenené. V podloží bridlíc vystupujú brekciovité žltkasté vápence; v ich nadloží zas aniské brekciovité dolomity, ešte vyššie tmavé guttensteinské a svetlé wettersteinské vápence.

Podľa doterajších poznatkov sú pre verfénske súvrstvie chočského príkrovu charakteristické mohutné prúdy bázických hornín: porfýrity a melafýry. V uvedenej oblasti však nikde nejde o bázické efuzíva, ako sa domnieva J. K o v a ř i k, ale o kyslé efuzívne horniny, ktoré možno na základe petrograficko-chemického rozboru začleniť ku kremitým porfýrom.

Skúmané horniny sú prevažne fialovo-ružovej, v menšej miere šedej farby s nádychom do fialova. Na lomnej ploche možno pozorovať v celistvej základnej

* J. K o v a ř i k : Geologie západních okrajů Muráňské plošiny. Rukopis Geol. geograf. fakulty UK Praha, 1955.

hmote dutinky vyplnené špinavobiellou a okrovožltou hmotou a zrníčka kremeňa lesklé ako sklo. Len v ojedinelých prípadoch možno vidieť čerstvé živcové výrastlice obdialnikového alebo štvorcového tvaru s lesklými štiepnymi plochami. Ináč živce podľahli silnej premene, ako o tom svedčí mikroskopický obraz študovaných hornín. V niektorých vzorkách vystupuje svetlozelená amorfná sklovitá hmota a značné množstvo limonitických povlakov, ktoré na zvetraných plochách dávajú hornine hrdzavú farbu.

Mikroskopický obraz študovaných hornín je dosť pestrý, hlavne pokiaľ ide o štruktúru základnej hmoty.

Prevažná časť študovaných hornín má porfýrickú štruktúru s veľkými, nepravidelne rozptýlenými výrastlicami živcov a kremeňa; v niektorých vzorkách porfýrické výrastlice chýbajú, čím hornina nadobúda charakter felzitu.

Z výrastlíc najlepšie sú zachované výrastlice kremeňa. Sú vyvinuté v typickej forme vyššieho kremeňa, t. j. v kryštáloch tvaru nepravidelného šesťuholníka (rezy kolmé na os c) alebo kosoštvorca (rezy rovnobežné s osou c). Farbu majú šedú. Bývajú veľmi silne korodované, o čom svedčia početné *zálivkovité* útvary vo výrastliciach, vyplnené základnou hmotou, z ktorej sa skladá hlavná časť horniny. Ojedinele vyskytujú sa vo výrastliciach nepravidelné pukliny.

Výrastlice živca majú hypidiomorfné obmedzenie a vo väčšine prípadov podľahli silnej sericitizácii a kaolinizácii. V niektorých vzorkách sa pomerne dobre zachovali všetky charakteristické identifikačné znaky.

Výrastlice živca reprezentuje jednak ortoklas, jednak albit. Výrastlice ortoklasu bývajú tabuľkovité, niekedy obdialnikového tvaru, ojedinele zdvojitnené podľa karlovarskeho zákona. Ortoklas pôsobením hydrotermálnych pochodov bol postihnutý albitizáciou, pričom sa vytvoril typický šachovnicový albit.

Ako porfýrická výrastlica vyskytuje sa aj šedobiely albit, prevažne s polysyntetickým lamelovaním podľa zákona albitového. Albitové lamely nebývajú rovnako široké po celej dĺžke prierezu, niekedy sa vyklíňujú.

Vo väčšine prípadov však živce (ortoklas aj albit), ako už bolo spomenuté, podľahli silnej sericitizácii, čo malo za následok vznik veľkého množstva sericitu, ktorý vytvára pseudomorfózu po živcoch. Okrem sericitizácie živce boli postihnuté aj kaolinizáciou, o čom svedčia produkty tejto premeny, ktoré zakaľujú prierez živcov do šeda. Oba produkty týchto premien pri zonárnych individuách vystupujú na hraniciach medzi zónami, po prípade na ich štiepných plochách. Veľmi často ich doprevádzajú zrníčka sekundárneho kremeňa a kalcitu.

Hydrotermálne procesy sa prejavujú nielen pri rozkladnom procese porfýrických výrastlíc, ale podmienili i vznik nových individuí albitu v základnej hmoty, ktoré vyplňujú pukliny alebo vystupujú v podobe drobných hniezd spolu s chloritom a kremeňom. Na porfýrických výrastliciach možno pozorovať aj menší mechanický vplyv, ktorý sa prejavuje undulóznym zhášaním kremeňa a niekedy aj rozpadom výrastlíc ortoklasu až na mozaiku drobných zrníčok.

Z iných minerálnych súčiastok je zastúpený najviac opakný magnetit, ktorého prierez býva vo väčšine prípadov nepravidelne kostrovitý, niekedy štvoruholníkového alebo trojuholníkového tvaru. V menej čerstvých horninách býva obrubený žltohnedým lemom limonitu, ktorý niekedy úplne nahradzuje magnetit.

Magnetit sa vyskytuje aj ako pseudomorfoza po tmavých mineráloch, hlavne amfibolu; svedčia o tom rezy kolmé na os *c*, ktoré majú šesťuholníkový tvar a možno na nich pozorovať typickú amfibolovú štiepatelnosť.

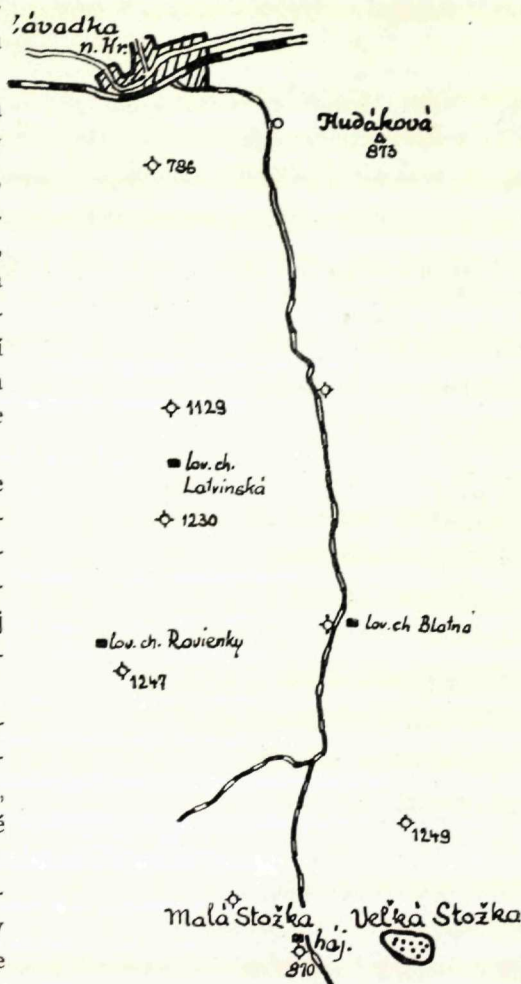
Dost rozšíreným minerálom je aj zirkón. Jeho kryštáliky bývajú bezfarebné a majú najčastejšie tvar prizmatický, na priečných rezoch štvorcový. Majú drsný reliéf s vysokými interferenčnými farbami. Často bývajú vrúbené pleochroickým dvorčekom.

Základná hmota študovaných hornín je veľmi rozmanitej povahy. Rozdiely však nie sú v mineralogickom zložení, ale hlavne v štruktúre, menej v textúre. Z minerálov je zastúpený kremeň, živce, prípadne amorfné sklo. Textúra býva najčastejšie všesmerná, v mnohých prípadoch i fluidálna, ako o tom svedčí i striedanie jemných prúžkov rôznych farebných odtieňov, tvorených hlavne zrníčkami rudného pigmentu.

Ešte rozmanitejšia ako textúra je štruktúra základnej hmoty. V študovaných horninách možno rozoznať niekoľko základných typov. Je to predovšetkým mikrofelzitická štruktúra, pri ktorej základnú hmotu tvorí jemná zmes submikroskopických minerálov.

V niektorých vzorkách zas je základná hmota mikrogranitická, tvorená izometrickými zrníčkami živca a kremeňa, popri ktorých vystupuje kalcit, rudné zrníčka, zirkón, poprípade chlorit.

V niektorých výbrusoch popri mikrogranitickej štruktúre základnej hmoty možno pozorovať grafické prerastenie živca a kremeňa navzájom. V tom prípade ide o tzv. mikrografickú štruktúru základnej hmoty.



Obr. 1: Kartogram výskytu kremitých porfýrov v oblasti Veľkej Stožky.

Popri mikrofelzitických a mikrografických partiách vystupujú v základnej hmote dosť často sferolity, tvorené jemnými vláčičkami kremeňa alebo živca alebo oboma, pričom sferolity môžu byť úplné alebo len čiastočné.

V ojedinelých prípadoch vystupuje základná hmota aj v podobne skla; v tomto prípade ide o štruktúru sklovitú.

Spolu s kremitými porfýrmi vystupujú aj ich pyroklastiká, a to vo forme popo-
lovitých tufov. Ide o jemnozrnnú horninu farby ružovej alebo sivej. Tvoria ju
fragmety kremeňa a živcov, pričom fragmenty živcov sú o niečo menšie ako frag-
mety kremeňa.

Živce sú spravidla zakalené druhotnými produktami ich rozkladu (sericitom,
kaolinickou hmotou) a tvoria dvojčatné lamely podľa zákona albitového. Popri
úlomkoch kremeňa a živcov účastnia sa na stavbe pyroklastika aj jemné zrníčka
sericitu, opakných rúd a limonitické a chloritické povlaky. Veľmi často pyro-
klastikum býva popretkávané tenkými žilôčkami vyplnenými druhotným kalcitom.
Ani šupinky spekulárity nie sú zvláštnosťou.

Tabuľka I.

Priemerná chemická analýza kremitých porfýrov z okolia Veľkej Stošky a jej
prepočty na *Osannove*, *Niggliho*, *Wolffove* a *Zavarického* hodnoty.

	I.	II.	Osann:	Wolff:
SiO ₂	75,98	83,06	s = 83,32	L = 39,88
TiO ₂	0,30	0,26	a = 14	M = 3,19
P ₂ O ₅	stopy	—	c = 14	Q = 56,93
Al ₂ O ₃	12,51	8,08	f = 2	
Fe ₂ O ₃	2,86	—	n = 0,83	Zavarickij:
FeO	0,14	2,49	m = 7,31	a = 7,75
MnO	stopy	—	k = 2,56	c = 1,23
MgO	0,56	0,92		b = 9,04
CaO	1,06	1,25	Niggli:	s = 81,98
Na ₂ O	0,34	0,33	si = 499,51	a' = 62,86
K ₂ O	5,23	3,61	al = 48,44	f' = 27,14
+H ₂ O	1,27	—	fm = 20,45	m' = 10,00
-H ₂ O	0,05	—	c = 7,49	n = 0,25
	100,30	100,00	alk = 23,62	t = 0,31
			k = 0,91	ψ = 25,71
			mg = 0,27	
			qz = +305,03	

I. váhové %

II. molekulárne hodnoty, prepočítané na 100 (Fe₂O₃ prevedené na FeO).

Chemická charakteristika

Pre štúdium chemizmu kremitých porfýrov z okolia Veľkej Stošky zhotovil
J. J a r k o v s k ý, pracovník GÚDŠ, štyri chemické analýzy, Pretože váhove %

jednotlivých kysličníkov sa v analyzovaných vzorkách podstatne nelíšia, vypočítal som z výsledkov jednotlivých analýz priemernú analýzu a z nej *Osannove*, *Niggliho*, *Wolffove* a *Zavarického hodnoty*, z ktorých možno posúdiť celkovú chemickú charakteristiku študovaných hornín (pozri tabuľku).

Košice, december 1958

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT v Košiciach*

BELO ZORKOVSKÝ

BERICHT ÜBER DAS PETROGRAPHISCH-CHEMISCHE STUDIUM DER MELAPHYRE
AUS DEM WERFEN DER UMGEBUNG VON VELKÁ STOŠKA AM WESTRAND
DES TALBECKENS MURÁŇSKA PLOŠINA

In der vorliegenden Arbeit ermittelt Autor die Ergebnisse seines petrographisch chemischen Studiums der in der Umgebung von Gemeinde Velká Stonožka, unweit von Tisovec in der Mittelslowakei auftretenden Effusivgesteine. Bisher wurden diese Gesteine für ähnliche Melaphyre gehalten, wie sie im Werfen der Randdecke von Choč an einigen Stellen in Westkarpaten vorkommen. Auf Grund der petrographisch-chemischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass die studierten Gesteine keinesfalls für Melaphyre gehalten werden können, da es sich in diesem Falle um saure Effusivgesteine, und zwar Quarzporphyre handelt, die gemeinsam mit ihren Tuffen im Werfen des obenangeführten Gebietes auftreten.

Košice, Dezember 1958.

*Bergm. Fakultät der Technischen Hochschule,
Lehrstuhl für Geologie und Mineralogie,
Košice*

Übersetzt von inž. M. Rumann.

Erläuterungen zu den Tab. XV—XVI.

Skizze des Quarzporphyrvorkommens im Gebiet von Velká Stoška.

Tab. XV, Abb. 1: Quarzporphyr aus der Umgebung von Velká Stoška.

Abb. 2: Aufgewachsener Quarz im Quarzporphyr aus der Umgebung von Velká Stoška.
Nichols x; 40 fach vergrößert.

Tab. XVI, Abb. 1: Albitisierter Orthoklas im Quarzporphyr aus der Umgebung von Velká Stoška. Nichols x; 40 fach vergrößert.

Abb. 2: Quarzporphyrpyroklastikum, Nichols x; 40 fach vergrößert.



BELO ZORKOVSKÝ

ZPRÁVA O PETROGRAFICKO-CHEMICKOM ŠTÚDIU MELAFÝROV,
VYSTUPUJÚCICH VO VERFÉNE SEVERNE OD ŠVERMOVA
(BÝV. TELGÁRT)

(Tab. XVII—XVIII, nemecké resumé)

V rámci výskumu melafýrov záp. Karpát zaoberal som sa petrograficko-chemickým rozborom tzv. *melafýrov*, ktoré vystupujú vo verféne subtatika severne od Švermova, o ktorých sa zmieňuje Zd. P o u b a (1953). Stručnú zmienku o výskute eruptívnych hornín severne od Švermova nájdeme aj v práci J. O p p e n h e i m e r a, ktorý však horniny P o u b o m uvádzané ako *melafýry* pokladá za porfýry. Ani jeden však neuvádza bližší petrografický rozbor.

Vzorky, ktoré som podrobil petrograficko-chemickému štúdiu, vyzbieral som z mohutného ložného telesa (podľa Zd. P o u b u ide asi o lakolit) severne od Švermova, v ktorom je sčasti razený švermovský tunel.

Horniny sú makroskopicky buď porfýrické alebo celistvé, alebo majú psefiticko-psamitický charakter. Bývajú fialovorušovej alebo zelenej farby, miestami hnedé od limonitických povlakov, produktov to rozkladu minerálov obsahujúcich Fe, ktoré sú zastúpené na mineralogickom zložení hornín.

Vo vzorkách s porfýrickou štruktúrou možno už voľným okom pozorovať značné množstvo ružovkastých, prípadne špinavo bielych výrastlíc živcov, prevažne obdĺžnikového alebo štvorcového tvaru. Ojedinele vystupujú v niektorých vzorkách ako porfýrické výrastlice aj zrníčka kremeňa lesklé ako sklo.

Pozoruhodné sú aj výskuty svetlozelenej, amorfnej kremitej hmoty, ktorá vystupuje v základnej hmote v podobe nepravidelných zhlukov. Vo vzorkách psefiticko-psamitického charakteru možno voľným okom pozorovať drobné úlomky ružových, po prípade tmavofialových hornín, ktoré vystupujú spolu s drobnými zrníčkami kremeňa a živcov.

Mikroskopický obraz študovaných hornín je pomerne dosť jednoduchý. Skladajú sa prevažne zo živcov, menej kremeňa, potom biotitu, chloritu, zrníčok opakných rúd a zirkónu.

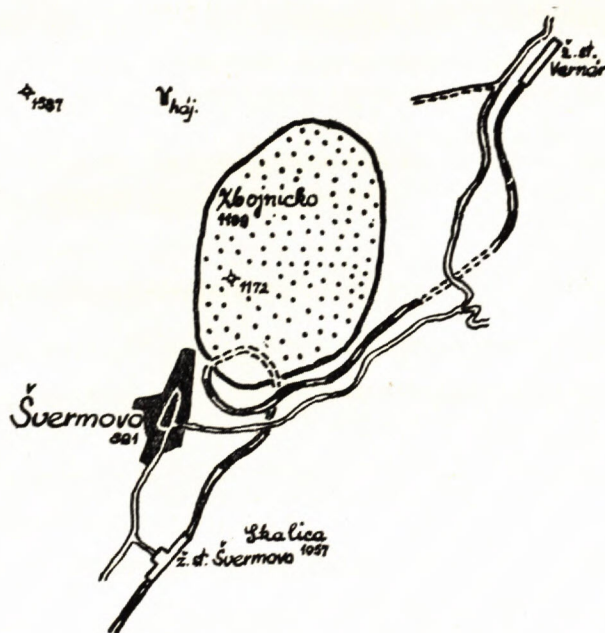
Na základe výsledkov mikroskopického štúdia možno v študovaných horninách rozlíšiť tri základné typy:

1. felzitické porfýry,
2. kremité porfýry,
3. pyroklastiká.

Felzitické porfýry

Felzitické porfýry vyznačujú sa porfýrickou štruktúrou, pričom ako porfýrické výrastlice vystupujú živce, medzi ktorými prevláda hypidiomorfnе vyvinutý ortoklas.

Ortoklasové výrastlice bývajú stĺpcovité alebo tabulkovité o veľkosti až 5 mm. Bývajú niekedy dvojčatne zrastené, a to podľa karlovarskeho zákona; v jedinom prípade bol pozorovaný aj zrast podľa zákona bavenského.



O b r. 1: Kartogram výskytov porfýrických hornín pri Švermove.

Živce podľahli sericitizácii a kaolinizácii, o čom svedčia produkty oboch rozkladov, ktoré vystupujú buď na ich okrajoch, alebo sú na plochách dokonalejšie štiepatelnosti.

Veľmi charakteristickým znakom ortoklasu je albitizácia, o čom svedčia drobné, albiticky lamelované albity ako produkty počiatočného štádia premeny. V ďalšom

štádiu vytvára sa typicky šachovnicový albit. K albitizačným produktom patria tiež miestami vyvinuté miaroly, vyplnené drobným agregátom albitu a kremeňa.

Ako porfýrické výrastlice vystupujú v niektorých vzorkách aj pleochroické lupienky biotitu. Často bývajú baueritizované, chloritizované alebo opakné od vyľúčeného hematitu. Základná hmota sa skladá zo zrnito-šupinkovitých agregátov kremeňa, živca a sericitu, ďalej z drobných zrníčok opakných rúd (magnetitu, pyritu, chalkopyritu), z drobných prizmatických alebo pyramidálnych kryštálikov zirkónu a z hematitových alebo limonitických šmúh, ktoré robia základnú hmotu často priehľadnou.

Štruktúra základnej hmoty môže byť rozličná. Najčastejšie býva mikrofelzitická, tvorená z jemnej zmesi minerálov, pričom jednotlivé minerály nemožno ani pri veľkom zväčšení rozoznať. Veľmi často prechádza do štruktúry sklovitej s pekne vyvinutou fluidálnou textúrou, jemne naznačenou drobnými zrníčkami opakných rúd. Okrem sklovitých partií v základnej hmote niektorých hornín možno pozorovať aj sferolity, tvorené jemnými vlákienkami kremeňa a ortoklasu. Na mnohých výbrusoch možno pozorovať v základnej hmote vzájomné prerastanie kremeňa a živca, čím vzniká tzv. mikrografická (mikrogranofyrická) štruktúra základnej hmoty. Konečne nie sú zriedkavosťou ani partie s mikrogranitickou štruktúrou, pri ktorej sa základná hmota skladá z mozaiky zrníčok živca a kremeňa.

Kremité porfýry

Kremité porfýry prichádzajú s felzitickými porfýrmi. Sú však zastúpené v menšej miere ako felzitické porfýry, od ktorých sa mineralogicky podstatne nelíšia. Rozdiely sú len vo vývoji základnej hmoty. Štruktúru majú porfýrickú s mikrogranitickou, prípadne mikrografitickou základnou hmotou, v ktorej vystupujú okrem fenokryštálov živcov a biotitu aj výrastlice kremeňa.

Pyroklastiká

Spolu s uvedenými horninami vystupujú aj ich pyroklastiká, zastúpené tuftmi a tuftmi. Bývajú jemnozrnné (popolové) až hrubozrnné. Farbu mávajú najčastejšie zelenú, zriedkavejšie svetlú alebo hnedú. Tvorí ich pyroklastický materiál, ktorý sa skladá z väčších alebo menších úlomkov fialovoruzových hornín, ďalej z kremeňa, živcov, prevažne ortoklasu, často albitizovaného, a biotitu; prítomné sú aj zrnito-šupinaté agregáty sericitu, chloritu, drobné zrníčka rúd a zirkónu a limonitické povlaky.

Chemická povaha

Pre poznanie chemickej povahy vulkanitov z okolia Švermova zhotovil J. Jarkovský, pracovník GÚDŠ, dve chemické analýzy. Pretože váhové % jednot-

livých kysličníkov sa v analyzovaných vzorkách podstatne nelíšili, prepočítal som výsledky oboch analýz na priemernú analýzu, z ktorej som vypočítal *Osannove*, *Niggliho*, *Wolffove* a *Zavarického hodnoty*; z nich si možno spraviť jasnejší obraz o celkovej chemickej charakteristike študovaných hornín (pozri tabuľku).

Na základe uvedených poznatkov z petrograficko-chemického štúdia vulkanických hornín z oblasti Švermova treba tieto horniny zaradiť ku kyslým submarínym efuzívnym horninám, ktoré vznikli v čase sedimentácie verfénskeho psefiticko-psamitického súvrstvia.

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT v Košiciach*

Tabuľka

	I.	II.	Osann:	Zavarickij:
SiO ₂	72,80	80,69	s = 17,73	a = 12,42
TiO ₂	0,22	0,20	c = 6,40	c = 0,73
P ₂ O ₅	0,01	—	f = 5,87	b = 6,60
Al ₂ O ₃	13,13	8,52	m = 8,314	s = 80,25
Fe ₂ O ₃	2,81	—	n = 1,278	a' = 46,00
FeO	0,57	2,80	k = 1,832	f' = 42,00
MnO	0,01	—	s = 80,89	m' = 12,00
MgO	0,50	0,80		n = 12,77
CaO	0,62	0,73	Niggli:	t = 0,247
Na ₂ O	0,75	0,80	al = 44,58	ψ = 34,00
K ₂ O	0,70	5,46	fm = 18,84	
+H ₂ O (110) ^o	1,17	—	c = 3,82	Wolff:
-H ₂ O	0,18	—	alk = 32,76	L = 55,15
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> 100,47	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> 100,00	si = 423,28	M = 3,30
			mg = 0,222	Q = 41,55
			k = 0,872	
			qz = +192,24	

I. váhové %

II. molekulárne hodnoty prepočítané na 100 (Fe₂O₃ prevedené na FeO)

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

[1] Oppenheimer J., 1931: Die geologischen Verhältnisse der Bahn Červená Skala—Margecany. Věst. St. geol. úst., roč. 4. Praha. — [2] Pouba Zd., 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických sériích u Šumiac a Švermova v Horehroní. Sbor. Ústr. úst. geol., sv. XX. Praha.

BERICHT ÜBER DAS PETROGRAPHISCH-CHEMISCHE STUDIUM DER MELAPHYRE
 AUS DEM WERFEN NÖRDLICH VON ŠVERMOVO (EHM. TELGÁRT)
 IN DER MITTELSLOWAKEI

In der vorliegenden Arbeit ermittelt Autor die Ergebnisse seines petrographisch-chemischen Studiums der sauren Effusivgesteine, und zwar der Quarz- und Felsitporphyre, die zusammen mit ihren Pyroklastiken im Werfen nördlich der Gemeinde Švermovo (ehem. Telgárt) in der Mittelslowakei auftreten. Bisher wurden diese Gesteine von einige Autoren für „Melaphyr“ gehalten. Auf Grund der petrographisch-chemischen Untersuchungen dieser Gesteine wurde erwiesen, dass im Werfen der Westkarpaten nicht nur basische, sondern auch saure Effusivgesteine auftreten.

Košice, Dezember 1958.

*Technische Hochschule, Lehrstuhl für
 Geologie und Mineralogie,
 Košice*

Übersetzt von Ing. M. Rumann.

ERLÄUTERUNGEN

Tabelle 1: Durchschnittliche chem. Analyse der Porphyre aus der Umgebung von Švermovo (Telgárt) und ihre Umrechnung auf Osann-, Niggli-, Wolff-, und Zavaricki-Werte. I — Gewichtprozent; II — Molekulwerte umrechnet auf 100 (Fe_2O umrechnet auf FeO).

Taf. XVII, Abb. 1: Felsitporphyr aus der Umgebung von Švermovo.

Abb. 2: Pyroklastikum der Porphyrgesteine aus der Umgebung von Švermovo.

Taf. XVIII, Abb. 1: Albitisierter Orthoklas des Felsitporphyrs aus der Umgebung von Švermovo. Nichols x; 40 fach vergrößert.

Abb. 2: Felsitbruchstück im Pyroklastikum aus der Umgebung von Švermovo. Nichols x; 40 fach vergrößert.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 16

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra
roku 1959

vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal Maheľ

Technický redaktor Jozef Bielik

301-03. Daň 5 %. P. č. 704. Náklad 1000 výtlačkov. Papier 515401 — 80 g; 70×100. PH 9,03.
AH 16,01, VH 16,38. 525/1959-VO-27. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave.

Cena brož. Kčs 19,20

56-III/3

A-632919

T A B U L K Y I - X V I I I

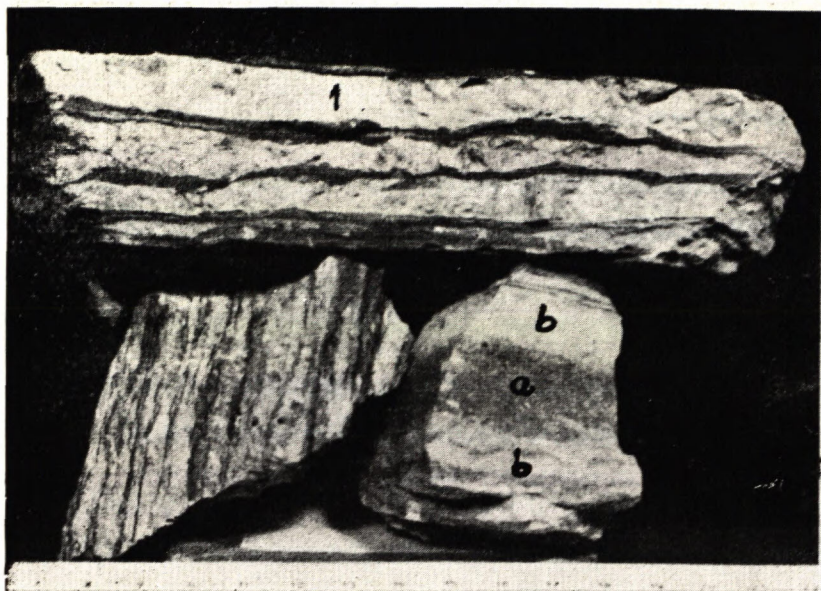
1911-12



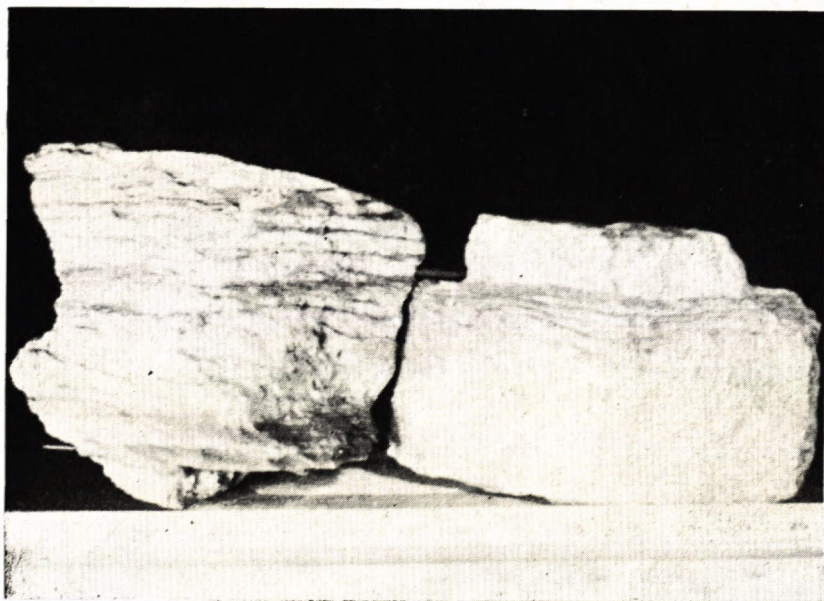
O b r . 1: Nadložný biely kryšt. vápenec z lomu Amág. Lavice vápenca sa striedajú nepravidelne s diabáz. tufitmi. V — kryšt. vápenec, D — diabázový tufit.



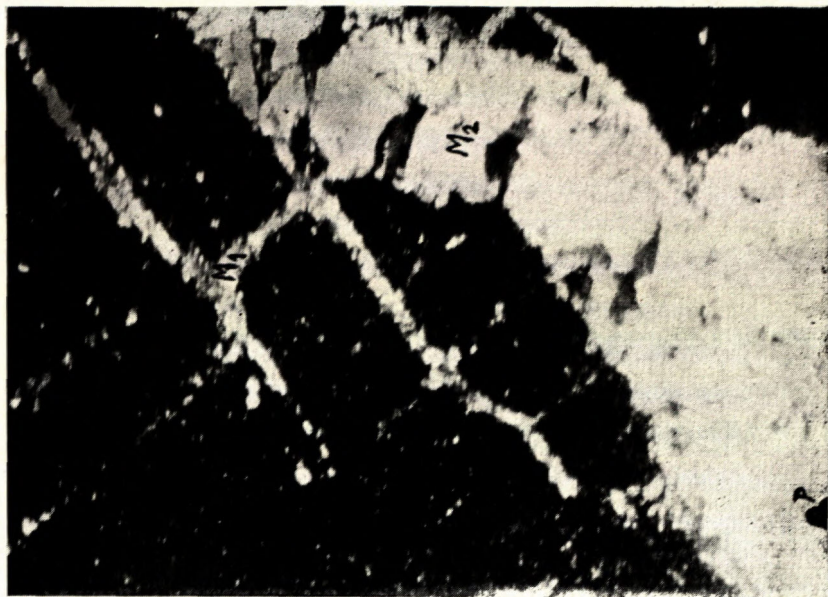
O b r . 2: Nadložie Amág lomu. Pravá žila magnezitu (M) v piesčitej grafit. bridlici (PB). Podložie tvoria diabázové tufy (D). Na piesč.-grafit. bridliciach pozorovať charakteristickú odlišnosť.



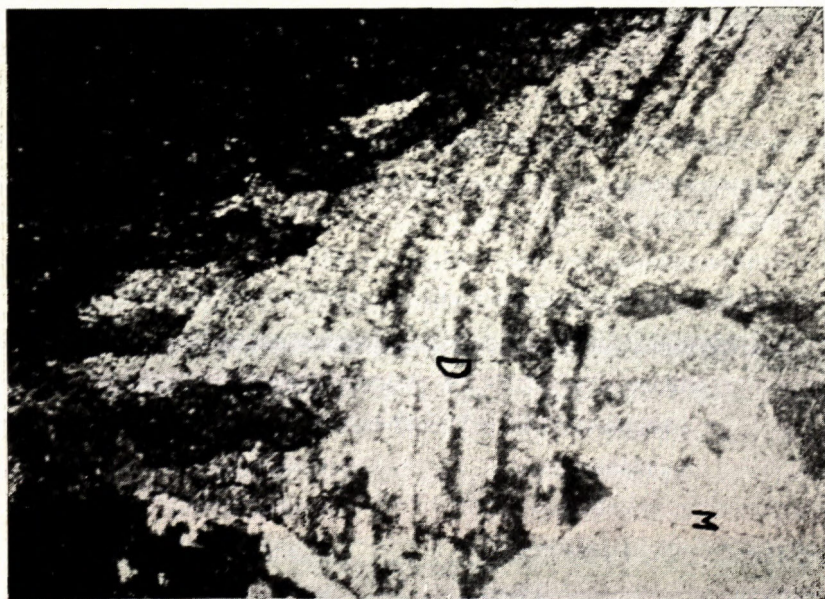
O b r. 1: Pravidelné vrstvičky grafit-piesč. bridlice oddeľujú vrstvy magnezitu (1). Vpravo vrstva jemnokryšt. magnezitu (b) a šedého dolomitu (a) ohraničená vrstvičkami grafit. bridlice.



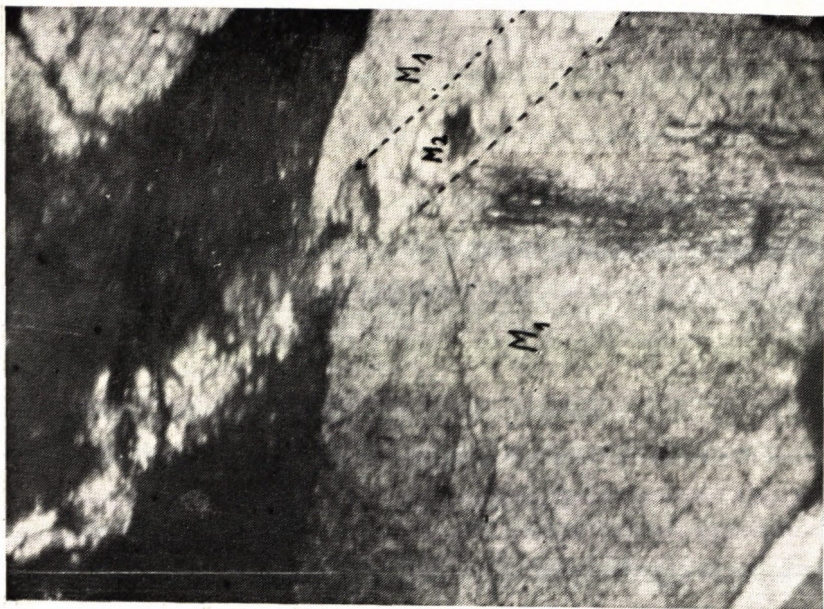
O b r. 2: Kryštalický magnezit sa strieda s vrstvičkami grafit. bridlic (čiernych); vpravo vložka grafit. bridlic s vrstvičkami magnezitu oddeľuje magnezit. polohu (horná) od dolomit-magnezitovej. Zm. 3×.



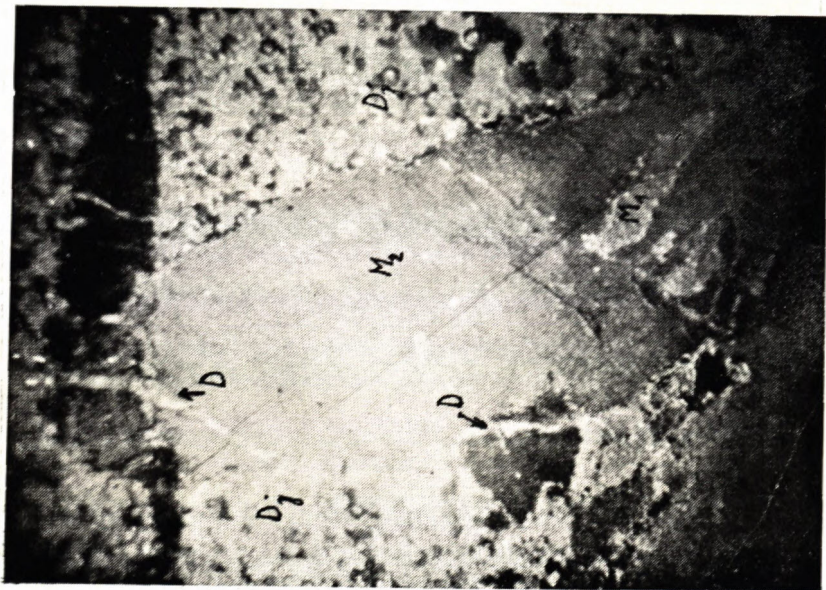
O b r. 1: Magnezit (M) vyhojený v štiepných trhlinkách staršou generáciou magnezitu (M₁), ktorý je prerázaný žilkou mladšieho magnezitu (M₂) s drúzovitou súmernou výplňou, obsahujúcou miestami pyritové zrnká (P). Zv. 30×; nikoly ×.



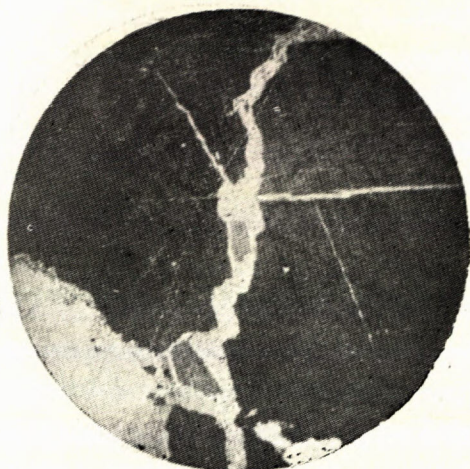
O b r. 2: Poprehýbané dvojčatné lamely v kataklast. postihnutom dolomite, vo výplni žilky medzi veľkými porfýroblastami magnezitu. Možno pozorovať zubovitý styk dolomitu s magnezitom. M — magnezit, D — dolomit. Zv. 100×; nikoly ×.



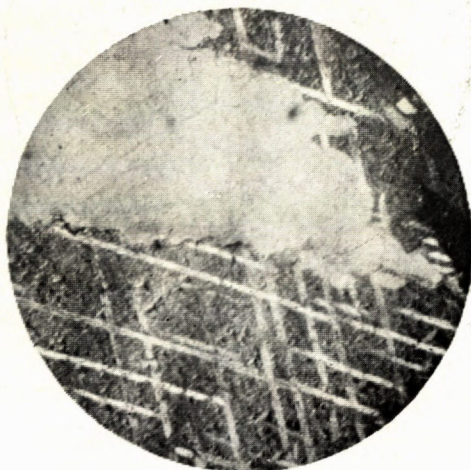
O b r. 1: Plochý magnezitový romboéder (M₁) preniknutý mladšou žilkou magnezitu (M₂), pozdĺž ktorej došlo k tektonickému posunutiu protihlých častí (šípka značí smer posunu).
Zv. 35×. Nikoly ×.



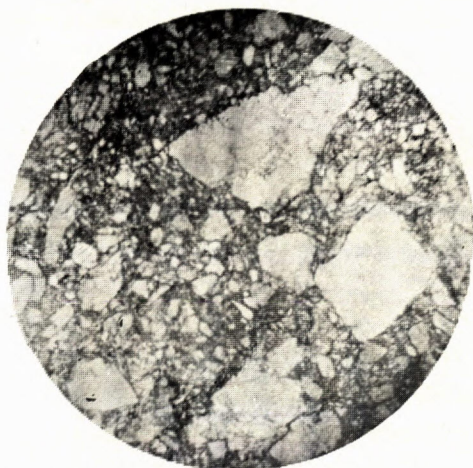
O b r. 2: „Kopiovité“ spĺcšené magnezitové romboédry (M₁, M₂) prerázané žilkou dolomitu (D). Okolo jemnozrnná dlaždicovitá hmota dolomitu (Dj). Zv. 24×, nikoly ×.



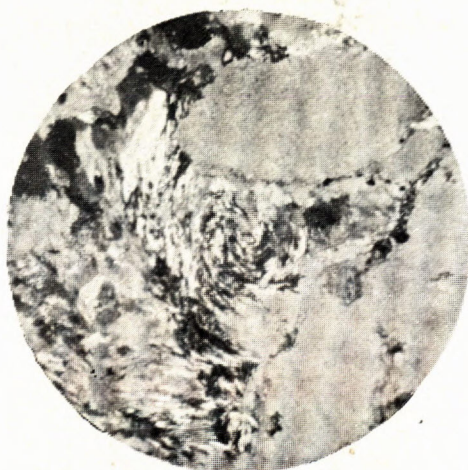
O b r. 1: Jemnokryštalický biely žilný dolomit preniká romboédrom magnezitu.
Zv. 50 \times , nikoly \times .



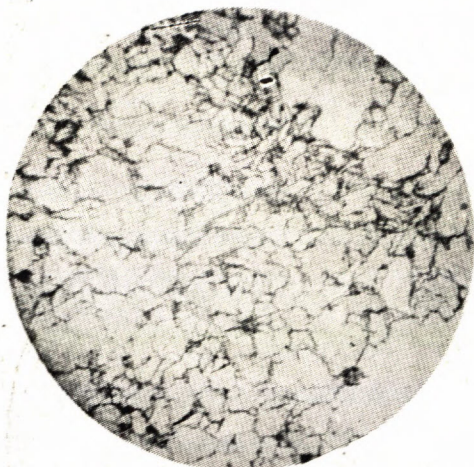
O b r. 3: Metasomatóza kalcitu, lemovaného na styčných plochách magnezitom. Zv. 50 \times ,
nikoly \times .



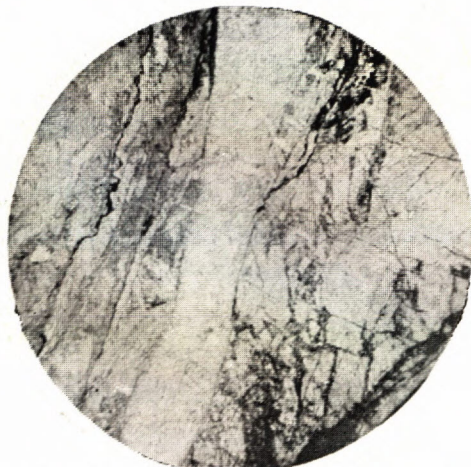
O b r. 2: Tektonická porucha vyplnená dolomitom. Väčšie zrná dolomitu tmelené jemnokryštalickým dolomitom. Zv. 20 \times ,
nikoly =.



O b r. 4: Mineralogická výplň na miestach tlaku. Deformácia šupinatých agregátov chlo-
ritu (s kremeňom) a mastenca v magnezite.
Zv. 50 \times , nikoly \times .



O b r. 1: Jemnokryštalický magnezit na styku s grafit. bridlicou nadložia lemovaný grafitom (čiernym). Zv. 20×, nikoly =.



O b r. 2: Kryšt. žilný biely dolomit preniká magnezitom. Kryštály dolomitu orientované kolmo na steny žilky. Zv. 20×, nikoly =.



O b r. 3: Podložné tektonické ukončenie ložiska Amág lomu.. M — magnezit, B — grafit. bridlica s lavicovitým dolomitom.

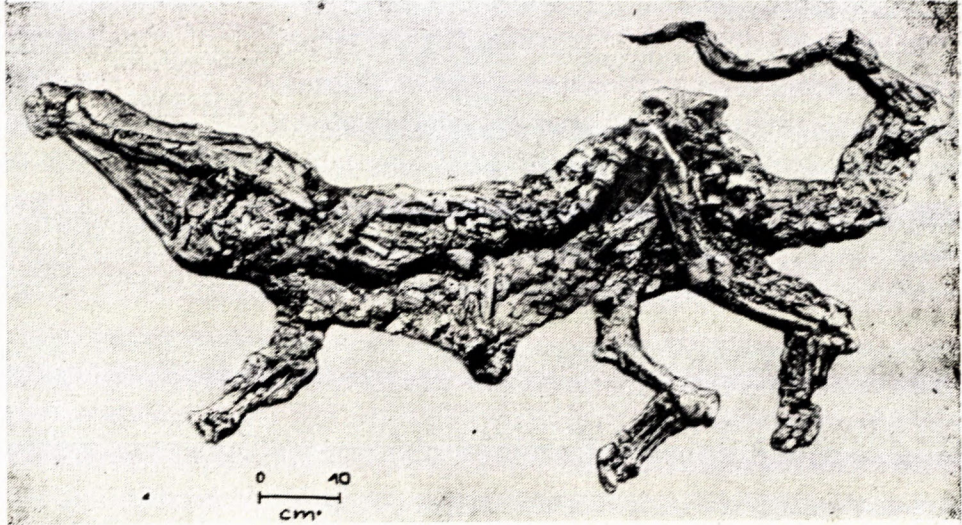


Abb. 1: Altkrokodil (*Wegeltisuchus geiselensis* KUHN) aus der eozänen Braunkohle des Geiseltales.

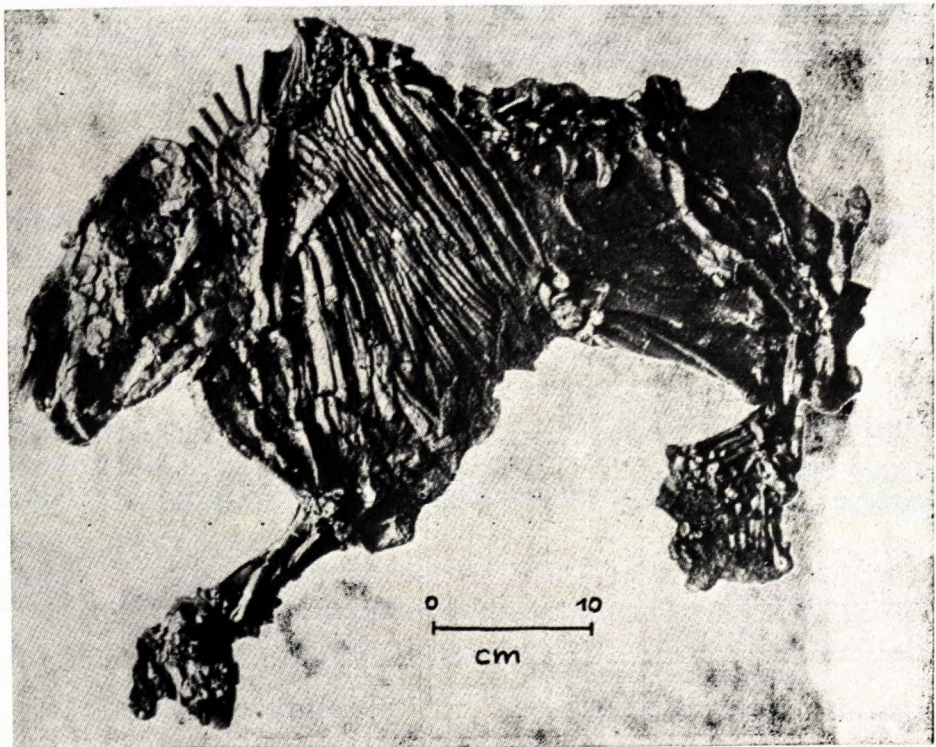


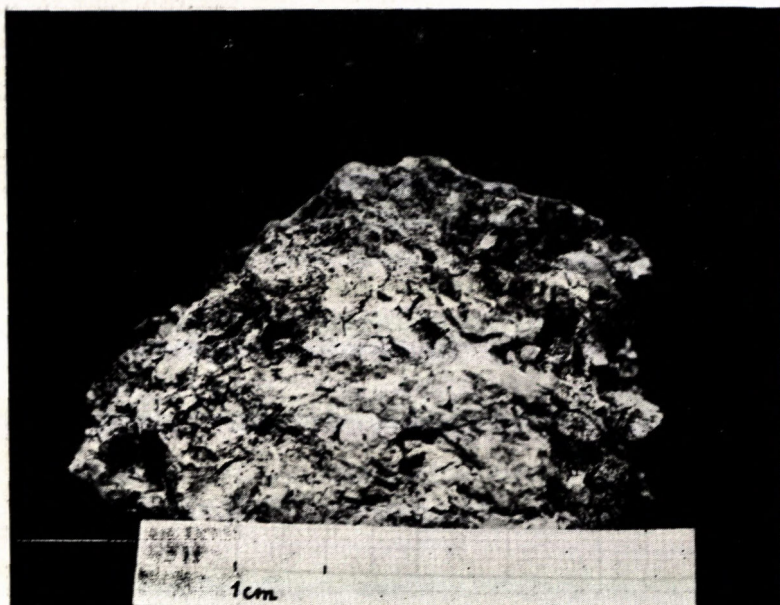
Abb. 2: Das Skelett eines Altpferdes (*Palaeohippide*) aus der eozänen Braunkohle des Geiseltales, das Wappentier des Museum für Mitteldeutsche Erdgeschichte und Geiseltalsammlung in Halle/Saale, DDR. Das Tier besass an den Vorderextremitäten 4, an den Hinterextremitäten 3 Zehen, die Schulterhöhe betrug 55 cm, die Länge etwa 70 cm.



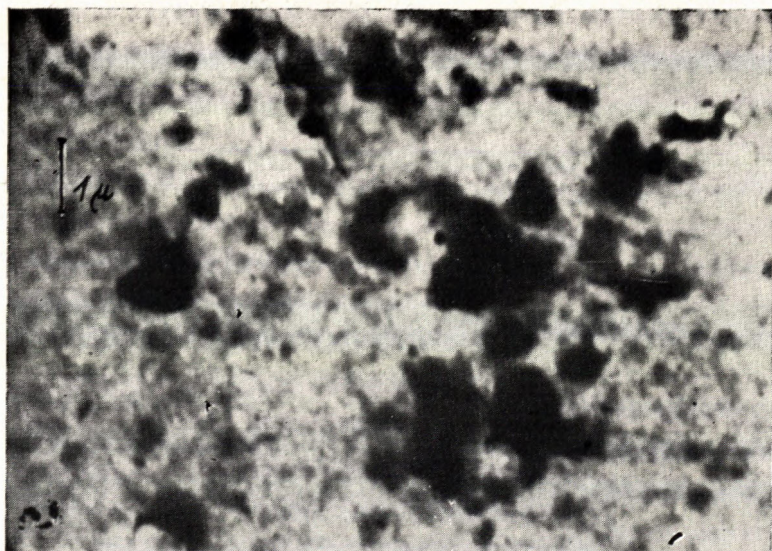
Abb. 1: Das Ausgräberkollektiv des Geiseltalmuseum bei der Bergung eines Krokodilschädels nach der Gipsmethode in der eozänen Braunkohle des Tagebaues Neumrak-Süd (Geiseltal).



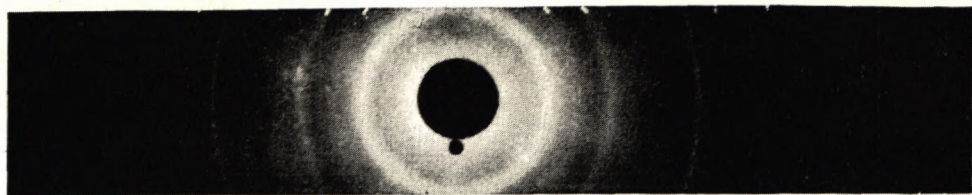
Abb. 2: Im Hof des Museums für Mitteldeutsche Erdgeschichte mit Geiseltalsammlung in Halle/Saale, DDR, als Naturdenkmal aufgestellter Riesenkalzitsphärit (Umfang 4,86 m), daneben die beiden Teilstücke eines etwa 5 m hohen verkalkten Baumstammes. Beide Fundstücke stammen aus der eozänen Braunkohle des Tagebaues Mücheln (Geiseltal). In der Bildmitte ein eratischer Block (Rapakiwi-Granit) aus dem Pleistozän.



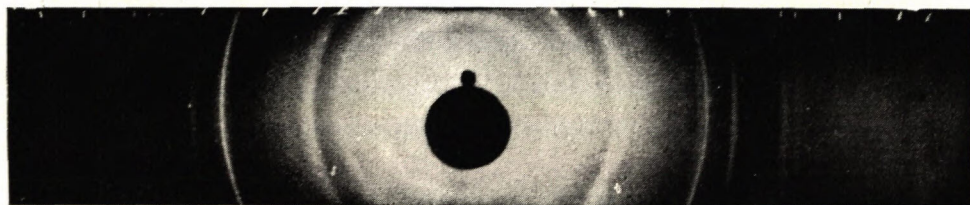
O b r. 1. Bentonit brekciovitého vzhľadu — Fintice, okr. Prešov.



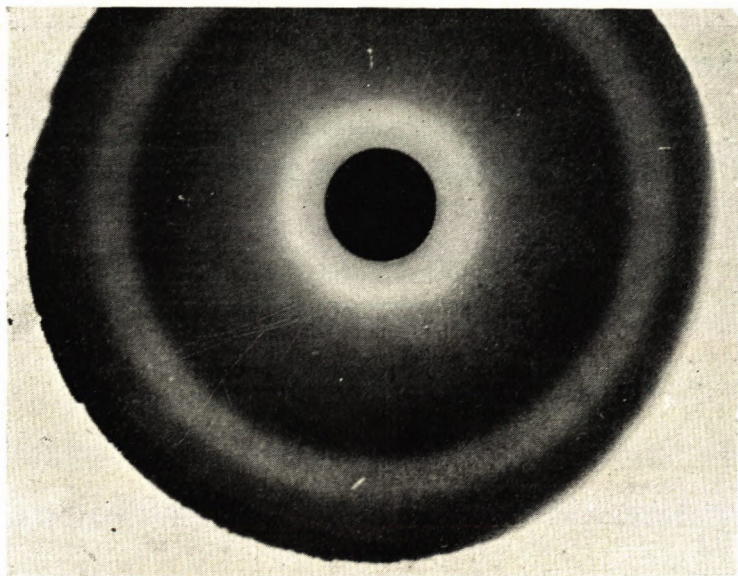
O b r. 2: Elektronová mikrofotografia montmorilonitu — Fintice, okr. Prešov. Nepokovené.



O b r. 1: Röntgenový diagram montmorilonitu zo vzorky prírodného bentonitu hrudkovitého vzhľadu — Fintice, okr. Prešov. Typ komôrky: valcová.



O b r. 2: Röntgenový diagram montmorilonitu; typ komôrky: valcová.



O b r. 3: Röntgenový diagram montmorilonitu; typ komôrky: na priechod.



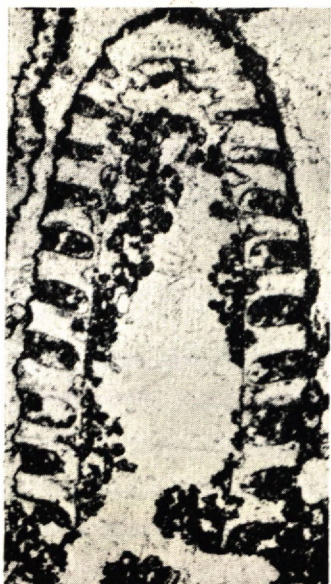
1



2



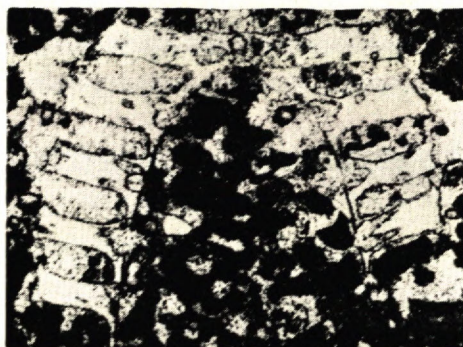
3



1



2



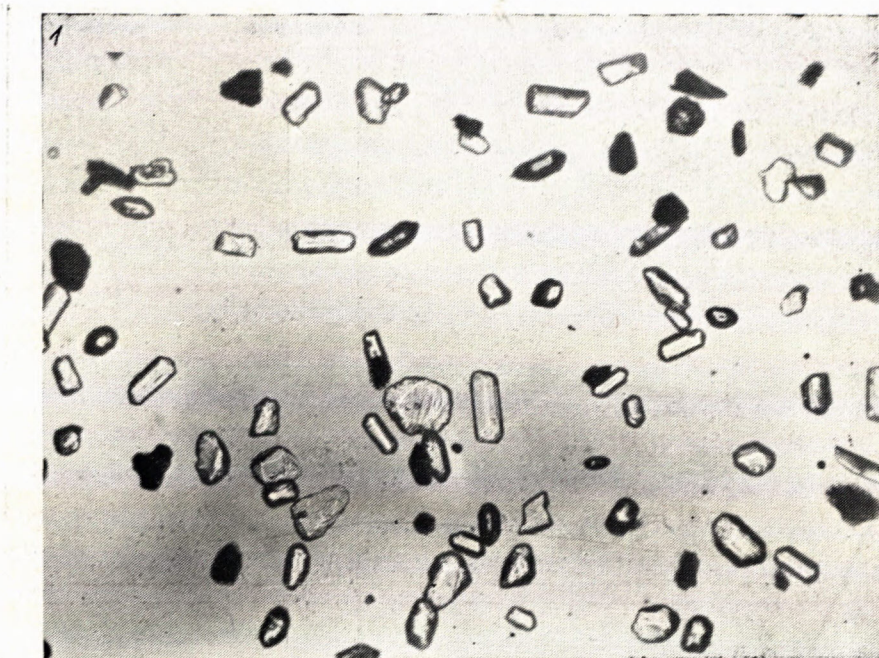
3



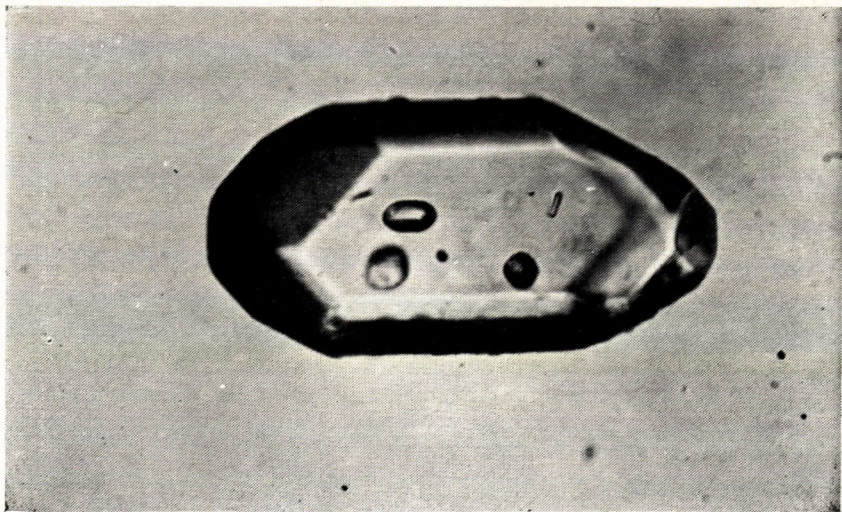
5



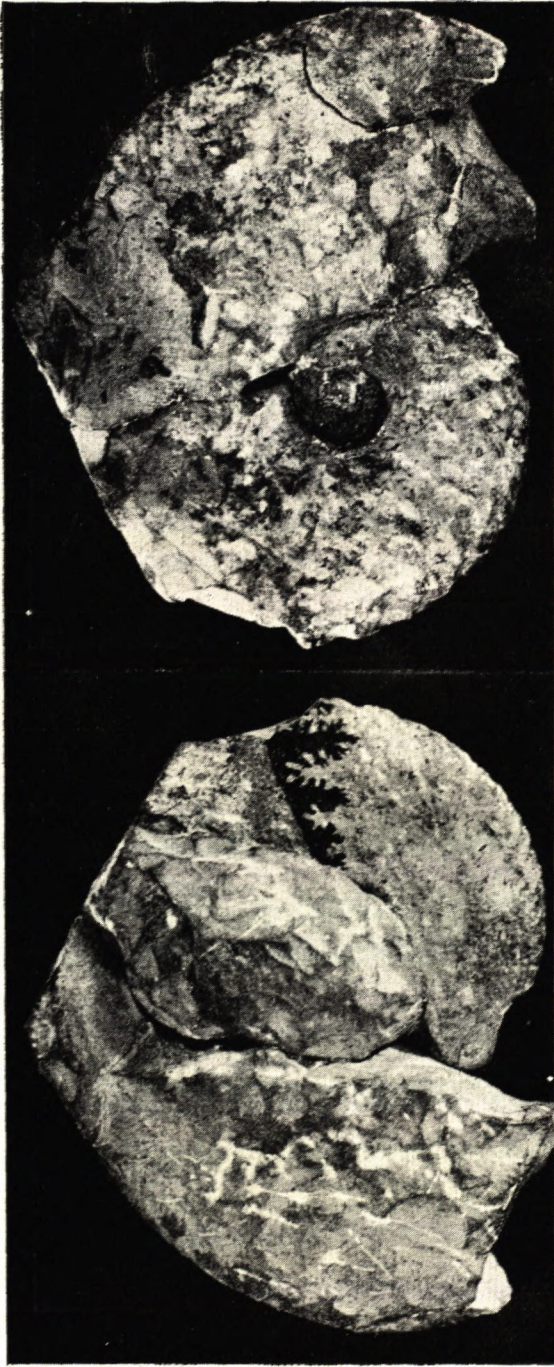
4



Obr. 1. Apatit a zirkón z montmorillonitového ílovca od Vyšných Raslavíc. Zväčšené 50 \times .
Foto: Vrbovský.



Obr. 2. Idiomorfíný zirkón s uzavreninami z montmorillovitého ílovca od Vyšných Raslavíc.
Zväčšené 530 \times .
Foto: Vrbovský.





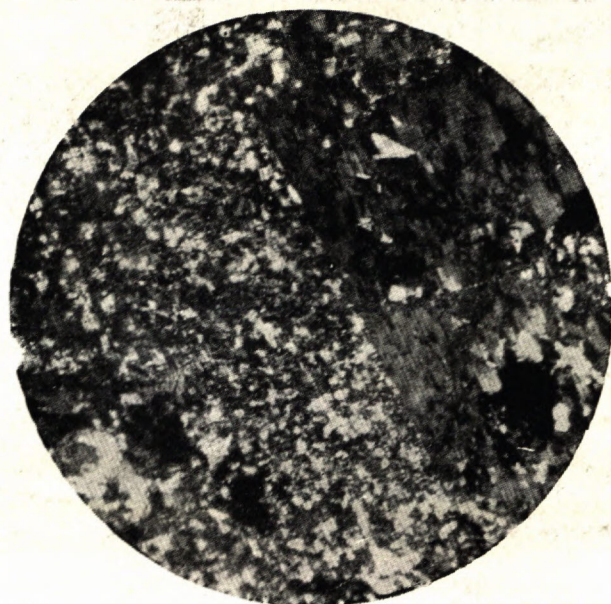
Obr. 1: 1) Kremitý porfýr z okolia Velkej Stošky

Foto: Polačko



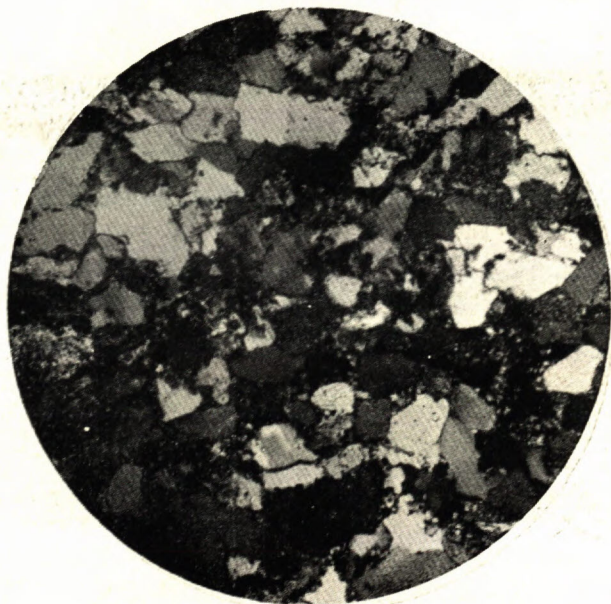
Obr. 2: Výrastlica kremeňa v kremitom porfýre z okolia Velkej Stošky. Nikoly x; zväčšené 40-krát.

Foto: Polačko



Obr. 1: 3) Výrastlica albitizovaného ortoklasu v kremitom porfýre z okolia Velkej Stošky. Nikoly x; zväčšené 40-krát.

Foto: Polačko



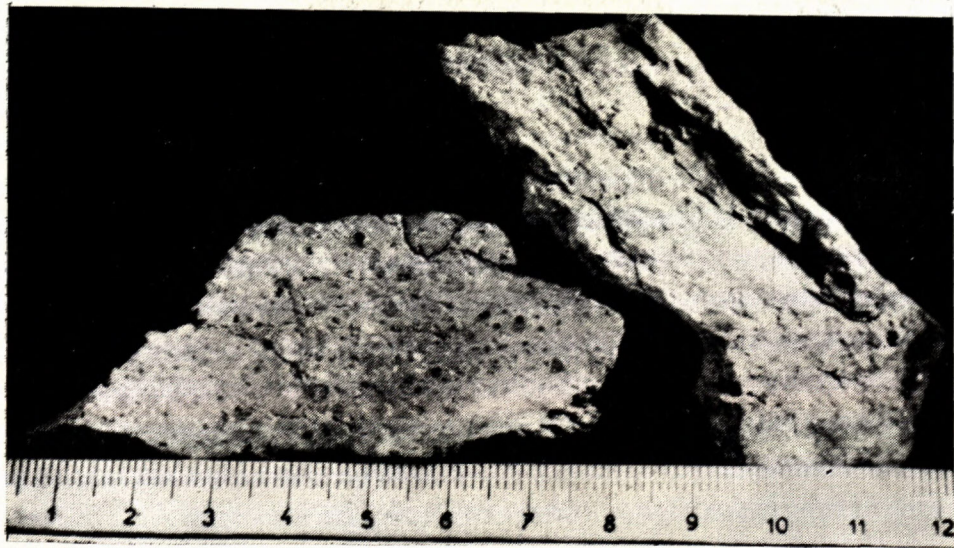
Obr. 2: 4) Pyroklastikum kremitého porfýru z okolia Velkej Stošky. Nikoly x; zväčšené 40-krát.

Foto: Polačko



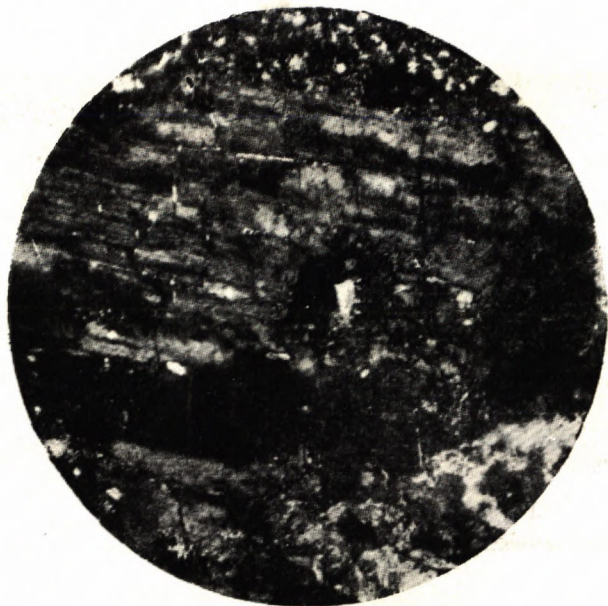
Obr. 1: Felzitický porfýr z okolia Švermova.

Foto: Polačko

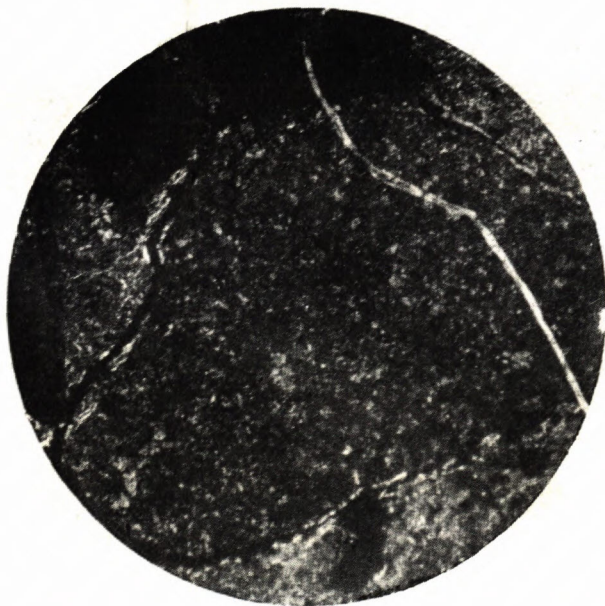


Obr. 2: Pyroklastikum porfýrických hornín z okolia Švermova.

Foto: Polačko



O b r. 1: Výrastlica albitizovaného ortoklasu z felzitického porfýru z ckolia Švermova. Nikoly x; zväčšené 40-krát. Foto: Polačko



O b r. 2: Úlomok felzitickej horniny z pyroklastiku z okolia Švermova. Nikoly x; zväčšené 40-krát. Foto: Polačko