GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 14

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1958

1B19 c1
Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica
2063/1958

OBSAH

1. M. Maheľ: Rét chočskej jednotky v Malých Karpatoch 5
2. M. Maheľ: Príspevok k chápaniu tektonického zmyslu makroštruktúr a megaštruktúr križňanskej jednotky v Strážovskej hornatine 9
3. M. Maheľ: Vápence v albe „novej" série v Strážovskej hornatine 13
4. B. Zorkovský: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín vystupujúcich juhovýchodne od obce Modrové v oblasti Inovca na Považí . . . 17
5. J. Ilavský — J. Beňo: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov olovo-zinkových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí 24
6. B. Čičel: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojtína 40
7. B. Leško: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným 56
8. J. Janáček: Nové ložisko soli na východním Slovensku 72
9. I. Cicha: Mikrobiostratigrafické poměry neogenu c Cf vrtbách v širším okolí Lakšárské Nové Vsi (Vnitroalpská pánev Vídeňská) 92
10. V. Kantorová — A. Began: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského . . 107
11. B. Bouček — A. Přibyl: Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbonu ve Spišsko-gemerském rudohoří 118
12. H. Bystrická — F. Čech: Poznámky k stratigrafii Podvihorlatskej lignitovej panvy 124
13. D. Kubíny: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu 129
14. V. Náprstek: Výsledky geologického mapování mezi Slovenskou Lupčou a Poniky 134
15. S. Klír: Hydrogeologické poměry karbonské serie u Podrečan severozápadně Lučence 139
16. A. Žabka — M. Žabková: Výskyty asfaltu a asfaltových impregnácií v horninách centrálnej časti Západných Karpát 158
17. J. Srnánek: Inžiniersko-geologické problémy plánovaných vodných diel na Poprade v úseku Stará Ľubovňa — Veľký Sulín 165
18. K. Rosa: Príspevok k metodike riešenia priamej úlohy magnetického prieskumu . 170

INHALT

1. M. Maheľ: Rät der Choč-Einheit in den Kleinen Karpathen 5
2. M. Maheľ: Beitrag zur Erkennung des tektonischen Sinnes der Makro- und Megastrukturen der Krížna-Einheit im Gebirges Strážovská hornatina 9
3. M. Maheľ: Kalke im Alb der „neuen" Serie im Gebirge Strážovská hornatina . 13
4. B. Zorkovský: Bericht über das petrographisch-chemische Studium der südöstlich von der Gemeinde Modrová im Inovec-Massiv des Váh-Gebietes auftretenden Melaphyrgesteine 17
5. J. Ilavský — J. Beňo: Zur Geologie und Mineralogie einiger Vorkommen von Pb-Zn Erzen im Erzgebirge Spišsko-gemerské rudohorie 24
6. B. Číčel: Contribution to the Mineralogy of Bauxites from the Surroundings of Mojtín 40
7. B. Lešku: Flysch zwischen Medzilaborce und Pichné (Ostslowakei) . . . 56
8. J. Janáček: Eine neue Salzlagerstätte in der Ostslowakei 72
9. I. Cicha: Mikrobiostratigraphische Verhältnisse des Neogens in den Cf Bohrungen in weiterer Umgebung der Gemeinde Lakšárska Nová Ves (innenalpinisches Wiener Becken) 92
10. V Kantorová — A. Began: Klippenzone in der weiteren Umgebung der Gemeinde Pruské (Vorläufiger Bericht) 107
11. B. Bouček — A. Přibyl: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der paläontologischen Forschungen im marinen Karbon im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebirges 118
12. H. Bystrická — F. Čech: Bemerkungen zur Stratigraphie des Lignitbeckens unter dem Vihorlat 124
13. D. Kubíny: Vorläufige Ergebnisse der geologischen Kartierung des granitoiden Massivs der Niederen Tatra 129
14. V. Náprstek: Ergebnisse der geologischen Kartierung zwischen Slovenská Ľupča und Poniky 134
15. S. Klír: Hydrogeologische Verhältnisse der Karbonserie bei Podrečany nordwestlich von Lučenec 139
16. A. Žabka — M. Žabková: Vorkommen von Asphalt und Asphaltimpregnationen im Zentralteil der Westkarpaten 158
17. J. Srnánek: Ingenieurgeologische Probleme der geplanten Wasserbauten auf dem Poprad-Fluss im Abschnitt Stará Ľubovňa — Veľký Sulín 165
18. K. Rosa: Beitrag zur Methodik der Lösung einer direkten Aufgabe der magnetischen Untersuchung 170

MICHAL MAHEĽ

RÉT CHOČSKEJ JEDNOTKY V MALÝCH KARPATOCH

(Nemecké resumé)

Rétické súvrstvie v jednotkách vyšších ako krížňanská je doteraz známe v Malých Karpatoch len v najsevernejšej časti v tzv. Nedzovskom pohorí. V podloží jurských súvrství vystupujú tu šedé vápence a sliene. Loczy (1915) i Hanáček (1955) spomínajú, že sú v nich hojné výskyty skamenelín, žiadne však neuvádzajú. V južnejších častiach Malých Karpát nie sú opísané mladšie predvrchnokriedové členy ako vrchnotriasový dolomit. Pri geologickom mapovaní v strednej časti Malých Karpát konanom r. 1957 sa mi podarilo na štyroch miestach nájsť rétické skameneliny, a to uprostred komplexu vápencov zaraďovaných doteraz (Vetters 1904, Matějka 1935) k strednotriasovým ladinským veternickým vápencom. Dve lokality som našiel na východnom svahu doliny potoka jv. od Plaveckého Petra, ďalšie dve lokality na svahoch Javorového vrchu severozápadne od Bukovej.

Lokality juhovýchodne od Plaveckého Petra. Nad dolinou potoka na severnom svahu blízko studienky s minerálnou vodou uprostred bielych, ružovkastých i žltohnedých vápencov sú i polohy vápencov tmavosivých a ojedinele i tmavé lumachelové vápence. Z nich pomocou pracovníkov môjho kolektívu (M. Kochanová, M. Peržel, V. Viskup, R. Staňo) podarilo sa vyzbierať bohatú faunu, hlavne brachiopódy. Z toho som doteraz určil:

Rhynchonella fissicostata Suess,
Rhynchonella subrimosa Schafhäutl,
Rhynchonella cornigera Schafhäutl,
Spiriferina emmrichi Suess,
Cyrtina austrica Suess,
Cyrtina uncinata Schafhäutl,
Terebratula gregaria Suess,

Terebratula pyriformis Suess,
Waldheimia (Zeilleria) austriaca Zugmayer,
Waldheimia (Zeilleria) eliptica Zugmayer.

M. Kochanová určila z opisovanej lokality tieto lamelibranchiáty:

Modiola minuta Goldf.,
Pina cf. *crumenilla* Dumort.,
Lima (Mantellum) subdupta Stopp.,
Placunopsis alpina Winkl.,
Lopha haidingeriana Emm.,
Ostrea cf. *gracilis* Winkl.,
Isocardia sp.,
Lucina sp.

Asi km východne na tom istom svahu (východne od Veľkého lomu) pod hrebeňom, v mase bielych a ružových masívnych vápencov našli sa lumachely, z ktorých som určil:

Terebratula gregaria Suess,
Waldheimia (Zeilleria) austriaca Zugmayer,
Waldheimia (Zeilleria) eliptica Zugmayer,

M. Kochanová určila z tejto lokality:

Chlamys cf. *mayeri* Winkl.,
Lopha sp.,
Isocyprina ? ewaldi Born.,
Taeniodon praecursor Schlönb.

Lokality na Javorovom vrchu. Rozsiahle priestory Javorového vrchu budujú bielosivé až biele masívne vápence, často prestúpené obyčajne hrubými kalcitovými žilkami. Miestami sú vápence hnedasté i ružovkasté. Nechýbajú ani bunkovité vápence. Celkovým vzhľadom vápence sa nelíšia od vápencov havranoskalských. Sú masívne, len miestami, hlavne v spodnejších polohách doskovité až lavicovité. Na niekoľkých miestach nájdu sa lumachely s hnedastým povrchom, celkom pripomínajúce lumachelové vápence v réte križňanskej jednotky.

Západne od lazu Horná Kopanica na okraji lesa našiel som početné trsy koralov a lumachely, z ktorých sa podarilo vybrať tieto skameneliny:

Terebratula gregaria Suess,
Terebratula pyriformis Suess,
Ostrea sp.,
Pecten sp.

Na západnom svahu Javorového vrchu hlboký jarok narezáva styk komplexu rétických vápencov s podložnými vrchnotriasovými dolomitmi. Bázu vápencov predstavujú lavicovité vápence o mocnosti lavíc 0,3—3 m. Vápence sú farby šedej, popretkávané hustou sieťou kalcitových žiliek s limonitickými stylolitmi. Lom vápencov je lastúrnatý, sú celistvé až jemnozrnné. V jednej lavici našlo sa veľa zle zachovalých brachiopódov, z ktorých sa mi podarilo určiť jediný exemplár:

Spiriferina emmrichi subtilicostata Bittner.

Táto skamenelina vystupuje hlavne v spodnejších polohách rétu, no v Stratenskej hornatine (Maheľ 1957) je známa i z vrchných polôh nóru. Skameneliny z prvšie uvedených troch lokalít sú charakteristické pre rétické súvrstvie a zväčša známe i z iných rétických lokalít Západných Karpát.

13. V. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Hanáček J., 1955: Geológia Nedzovského pohoria. Geologický sborník, V, 1—4. Bratislava. — [2] Loczy L. Jun., 1915: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágujhely, Oszombat und Jablánc in Nordwestkarpathen. Jahresber. d. k. ungar. Geol. Reichsanstalt für 1914. Budapest. — [4] Vetters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns u. d. Orients. XVI. Wien—Leipzig. — [3] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny, Geol. práce. Zoš. 48a. Bratislava.

MICHAL MAHEĽ

RÄT DER CHOČ-EINHEIT IN DEN KLEINEN KARPATEN

Rätische Schichten in höheren Einheiten, als die Krížna-Einheit, sind bisher in den Kleinen Karpaten bloss im nördlichsten Teil, im sog. Nedzovské pohorie bekannt. In den südlichen Teilen der Kleinen Karpaten sind jüngere voroberkretazeische Glieder als der oberkretazeische Dolomit nicht beschrieben. Bei der im Jahre 1957 durchgeführten geologischen Kartierung des mittleren Teiles der Kleinen Karpaten ist es mir gelungen an vier Stellen rätische Versteinerungen zu finden, u. zw. inmitten des Komplexes von Kalken, die bisher zu den mitteltriadischen, ladinischen Wettersteinkalken eingereiht wurden (Vetters 1904, Matějka 1935). Zwei Lokalitäten habe ich auf dem östlichen Talhang der Baches SÖ von Plavecký Peter, weitere zwei Lokalitäten auf den Hängen des Berges Javorový vrch NW von Buková gefunden.

Ich führe eine Liste von Versteinerungen aus der reichsten Lokalität, SÖ von der Gemeinde Plavecký Peter an. Über dem Bachtal, auf dem nördlichen Hang, unweit vom Brünnlein mit Mineralwasser, befinden sich inmitten der weissen, rosenfarbigen und gelbraunen Kalken dunkelgraue Kalklagen und vereinzelt auch dunkle Lumachellenkalke. Aus ihnen gelang es mir unter Mithilfe der Arbeiter meines Kollektivs zu sammeln:

Rhynchonella fissicostata Suess, *Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl, *Rhynchonella cornigera* Schafhäutl, *Spiriferina emmrichi* Suess, *Cyrtina austriaca* Suess, *Cyrtina uncinata* Schafhäutl, *Terebratula gregaria* Suess, *Terebratula pyriformis* Suess, *Waldheimia (Zeilleria) austriaca* Zugmayer, *Waldheimia (Zeilleria) eliptica* Zugmayer.

M. Kochanová bestimmte aus der beschriebenen Lokalität folgende Lamellibranchiaten: *Modiola minuta* Goldf., *Pina* cf. *crumenilla* Dumort., *Lima (Mantellum) subdupta* Stopp., *Placunopsis alpina* Winkl., *Lopha haidingeriana* Emm., *Ostrea* cf. *gracilis* Winkl., *Isocardia* sp., *Lucina* sp.

Die Versteinerungen aus allen Lokalitäten sind für die rätischen Schichten charakteristisch und sind grösstenteils auch aus anderen rätischen Lokalitäten der Westkarpaten bekannt.

13. V. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

MICHAL MAHEĽ

PRÍSPEVOK K CHÁPANIU TEKTONICKÉHO ZMYSLU MAKROŠTRUKTÚR A MEGAŠTRUKTÚR KRIŽŇANSKEJ JEDNOTKY V STRÁŽOVSKEJ HORNATINE

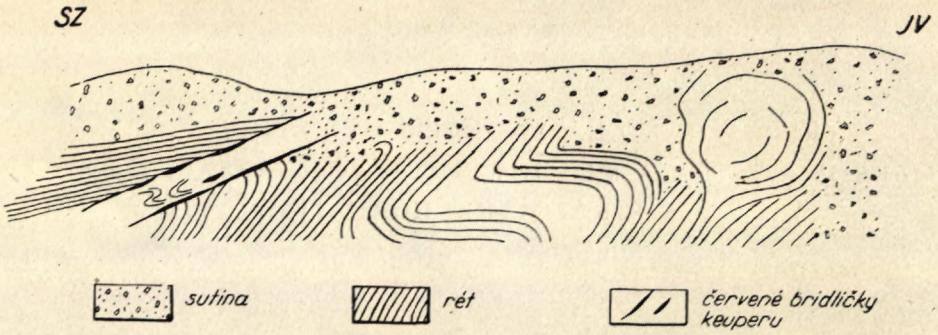
Je málo jadrových pohorí v Západných Karpatoch, kde by krížňanská jednotka bola tak intenzívne zvrásnená v rad megaštruktúr väčšieho i menšieho rozsahu ako práve Strážovská hornatina. Rozloženie týchto digitácií bolo zhruba opísané v mojich prvších prácach (M a h e ľ 1946, 1948a, 1948b). Pre stanovenie tektonického zmyslu týchto štruktúr je však málo spoľahlivých faktov. V zmysle vládnucej príkrovovej koncepcie bolo možné ponímať ich ako štruktúry falošné, falošné antiklinály a synklinály. Kritický postoj v posledných rokoch ma viedol k pátraniu po spoľahlivejších faktoch, ktoré by objasnili tektonický zmysel štruktúr. Zatiaľ sa podarilo nájsť okrem radu drobnejších faktov dva také, ktoré si zasluhujú osobitnú pozornosť.

Prvý sa týka makroštruktúr, prekrásne odkrytých v novom zárezе hradskej v rétickom súvrství severne od Valaskej Belej. Druhý objasňuje zmysel megaštruktúry, prvšie opísanej ako digitácia Vápenice (M a h e ľ 1946), v severnej časti pohoria pri Zliechove.

1. V r á s y v r é t e s e v e r n e o d V a l a s k e j B e l e j

Severne od Valaskej Belej pri hradskej vedúcej k Ilave blízko osady Stratenci vystupuje hrubé súvrstvie rétu s početnými odkryvmi. Očistením východného svahu, priliehajúceho k hradskej, od sutín v dĺžke ca 100 m odkryl sa nám málokde vídavaný obraz. V profile vedenom naprieč rétickým súvrstvím možno tu sledovať štyri typy štruktúr. Postupujúc od severozápadu, najprv vidíme mierne sotva 5—10° k východu sklonené lavicovité súvrstvie tmavých celistvých i jemnozrnných vápencov s tenšími vložkami tmavých bridlíc. Nasleduje prešmyk, sklonený pod uhlom 20—30° k severozápadu. Jeho vysunuté krídlo tvorí sotva 1 m hrubá poloha pestrých červených a červenkastých ílovitých bridlíc, spre-

vádzaná v nadloží súvrstvím tmavošedých bridlíc. Prechod bridličnatého súvrstvia k prvšie uvedeným mierne ležiacim laviciam rétu je zasutený. Na dvoch miestach sú bridlice intenzívne zvrásnené vo vrásky decimetrového radu s výraznou vergenciou k juhovýchodu. Prešmyk ostro utína vztýčené lavicovité a doskovité



Obr. 1. Odkryv v réte krížňanskej jednotky pri Valaskej Belej.

vápence rétu, skláňajúce sa prudko 70—80° k severozápadu. Na niektorých laviciach v susedstve prešmyku pozorovať antiklinálny ohyb k ploche prešmyku, čo by nasvedčovalo, že ide o prešmyk aspoň sčasti vrásový. Smerom k východu lavicovité a doskovité vápence striedajú sa v odkryve s polohami zbridličnatených slienitých vápencov a s polohami jemných tmavošedých ílovitých bridlíc. Sklon vrstiev je miernejší: 40—45° k severozápadu. V tomto súvrství zreteľne vidieť krásnu vrásu o rozpätí ca 23 m, pri výške 8 m. Jej západnejšia časť — synklinála — je stlačená. Krídla v koryte sa zbiehajú pod ostrým uhlomo. Sklon osovej roviny je mierny, 25° k severozápadu. Spojovacie stredné krídlo je takmer horizontálne. Nasleduje prevrátená antiklinála, ktorá má široké zaoblené sedlo. Jej oscvá rovina vykazuje sklon 50° k severozápadu. Sklon prevráteného krídla tejto antiklinály je prudší, ca 55—60° k severozápadu. V susedstve opísanej ležatej vrásy je vztýčená vejárovitá vrása, ktorej osová rovina je sklonená pod uhlom ca 45° k severozápadu. Sklon lavíc v spodnej časti vejára obnáša 40—45° k severozápadu. Rozpätie vrchnej časti vrásy je ca 6 m, odkrytá výška 12 m. Vrása leží v blízkosti podložia keuperu. Na vejárovitej vráse, prevrátenej k juhu je pekne viditeľné periklinálne ukončovanie vrchnej časti.

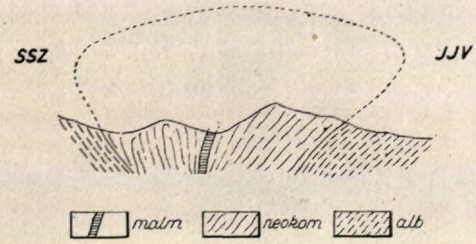
Opísaný prešmyk, ležatá vrása i vejárovitá vrása majú zrejmú vergenciu k juhovýchodu, t. j. ku kryštalickému jadru Suchého. Za zmienku stojí, že obdobné, rozmermi však malé vrásy s prešmykmi môžeme pozorovať v bridličnatom súvrství rétu na svahu pri starom hostinci pri osade Stratenci. I tu sú vrásové prešmyky sprevádzané tenšími polohami červených bridlíc. Dôležitým poznatkom je zistenie prítomnosti polohy červených ílovitých bridlíc vo visutom krídle prešmyku. Je, pravda, otázne, či ide o keuper a či azda nie o prechodné súvrstvie z keuperu

do rétu. V oboch prípadoch ide o súvrstvie staršie ako ostatná časť odkryvu. Je teda prešmykmi vyzdvihnuté zospodu. Toto súvrstvie i typický keuper vystupuje v širšom okolí najmenej v troch sotva jedenmetrových pruhoch, zavrásnené uprostred hrubých komplexov rétu, a možno ho i kartograficky vymedziť.

Existencia vrásového prešmyku, ďalej nápadný rozdiel vo forme synklinály ležatej vrásy (jej stlačenie a ukončenie pod ostrým uhlom) a antiklinály (rozšírená a zaoblená forma) i sama existencia vejárovitej vrásy, to všetko sa zdá pochopiteľnejšie pri bočnom tlaku k vnútrajšku, t. j. k juhovýchodu. Opísané štruktúry sú teda súčasťou normálnej synklinály rétu, zavrásnenej uprostred keuperu. Domnievam sa, že vznik týchto štruktúr, hlavne prešmykov so zavrásnením pestrého súvrstvia, by bolo ťažšie možné vysvetliť v spätosti s falošnou antiklinálou rétu, vznikajúcou pri presune z juhovýchodu, ako by si to príkrovová koncepcia vyžadovala.

2. Tektonický zmysel tzv. digitácie Vápenica

V severnej časti Strážovskej hornatiny v podloží chočského príkrovu sú intenzívnejšie zvrásnené len najmladšie členy krížňanskej jednotky: alb a neokóm. Ich štruktúry boli opísané ako najvyššie digitácie tohto príkrovu. Pruhy albu sa vysvetľovali ako falošné antiklinály, vynárajúce sa spod neokómu, ktorý mal



Obr. 2. Geol. profil v sútezke medzi Zliechovom a Košeckým Rovným v novom ponímaní.

Obr. 3. Geol. profil v sútezke medzi Zliechovom a Košeckým Rovným v staršom ponímaní.

vytvárať falošné synklinály (Mahel 1946, 1948). Terénne depresie vymodelované na podklade albu (depresia čičmianska, zliechovská, rovnianska) interpretovali sme ako inverzie reliéfu. Pri bedlivejšom overovaní tektonických pomerov v okolí Zliechova našli sa v hlboko zarezanej doline Zliechovského potoka na pol cesty hradskej, vedúcej z Košeckého Rovného do Zliechova, výstupy červených i šedastozelenkavých doskovitých radiolaritov s malmskými aptychmi. Mgr. Gąsiorowski z Krakova určil aptychy ako *Lamellaptychus* ex gr. Trauth. Úzky pruh tohto súvrstvia, ktorý sa vynára uprostred hrubého titón-neokómskeho komplexu Vápenice, možno sledovať len málo metrov nad dolinou na prudkých svahoch, budovaných titón-neokómom. V odkryve na dne potoka

pozorovať prevrátenú vrásu ca 35 cm širokú a 50 cm vysokú so smerom osovej roviny 20 V a sklonom 80° k Z. Tektonická interpretácia výskytu malmu je tu jednoznačná. Predstavuje zrejme jadro normálnej vztýčenej antiklinály. Pruhy albu, lemujúce neokómsky masív Vápenice z obidvoch strán a periklinálne ho uzatvárajúce pri Zliechove, sú potom ničím iným ako normálnymi synklinálami. To potom znamená, že tzv. digitácia Vápenice je antiklinálou s jadrom malm-neokómskym. Sledovanie radu megaštruktúr v neokóme, pekne odkrytom v hlboko zarezanej doline Zliechovského potoka medzi Košeckým Rovným a Zliechovom ukazuje, že v strednej jadrovej časti antiklinály sú vrásy prudko zapadajúce k západu. Smerom k východnému okraju k Zliechovu zachovávajú ten istý smer sklonu. Pravda, v okrajovej časti v susedstve albu je sklon miernejší, ca 55°. Od jadra antiklinály smerom k západnému okraju ku Košeckému Rovnému smer i veľkosť sklonu osových rovín vrás sa mení. Asi 100 m od styku s albom sú v neokóme vrásy so sklonom osovej roviny 75—80° k východu, pri styku s albom už len 45—40° k východu. Antiklinála Vápenice je teda vejárovitou vrásou.

Obdobne ako pri Zliechove je intenzívne zvrásnený alb a neokóm i pri Čičmanoch. Úzka depresia čičmianska, založená na albe, môže sa teda interpretovať nie ako tektonické okno, ale ako stlačená brachysynklinála s vergenciou k juhu.

Obidva zistené fakty, opísané makroštruktúry v réte ani megaštruktúry Vápenice nie sú v súlade s doterajšími názormi na vznik príkrovov.

13. V. 1958

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ 14. Bratislava. — [2] Maheľ M., 1948a: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce ŠGÚ 17. Bratislava. — [3] Maheľ M., 1948b: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce ŠGÚ 18. Bratislava. — [4] Maheľ M., Kuthan M., 1947: Podrobná geologická mapa ČSR, Slovensko — list Zliechov 4461/1.

MICHAL MAHEĽ

VÁPENCE V ALBE ZÁPADOKARPATSKEJ SÉRIE V STRÁŽOVSKEJ HORNATINE

(Nemecké resumé)

Súvrstvie albu vo všetkých sériách centrálneho pásma Západných Karpát budujú bridlice, slienité bridlice, piesčité bridlice, prípadne vápnité pieskovce. Zriedkavo, hlavne v albe obalovej série pristupujú tenké vložky zlepencov. Nikde však doteraz neboli konštatované uprostred tohto v podstate flyšového súvrstvia polohy vápencov. Len vo Vysokých Tatrách sú známe glaukonitické vápence, a to v tomanovskej sérii i vo vráse Gievontu a Červených vrchov. Ich albský vek je doložený skamenelinami (Passendorfer 1930). Vo vráse Gievontu odpovedajú zóne *Hoplites dentatus* vo vráse Červených vrchov a autochtónnej zóne *Mortoniceras varicosum*. Patria teda spodnému albu. V uvedených prípadoch však ide o podložie bridličnato-pieskovcového súvrstvia, rozložené bezprostredne na aptských vápencoch.

Pri podrobnom štúdiu mezozoika západnej časti Strážovskej hornatiny zistili sme hrubé komplexy vápencov uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia albu. Vystupujú v dvoch telesách, ktoré vytvárajú dolinou Bebravy prerušený až 3 km dlhý pruh. Západne od doliny Bebravy budujú vŕšok Hrádok, výrazne morfologicky vyčnievajúci nad mierny terén budovaný hrubým bridličnato-pieskovcovým súvrstvím albu. Vápence vystupujú v strmých skalách. Sú zväčša tmavošedé, jemnozrnné, s ojedinelými väčšími kryštálkami kalcitu. Nepravidelne medzi nimi sú rozložené vápence šedé, čiastočne krinoidové. Obidva typy vápencov majú miestami hojnejšie, inde zriedkavejšie hľuzy čiernych rohovcov guľovitého i nepravidelného tvaru. Pri navetrávaní rohovce často javia koncentrickú stavbu. Východne od doliny Bebravy na hrebeni Homolka nadobúdajú tieto vápence hrúbky až 100 m. Na východnom svahu vystupujú vo vysokých strmých skalách. Vápence sú zväčša drobnozrnné, šedé, s čiernymi rohovcami, veľkosti orecha až detskej hlavy. Majú polohy vápencov krinoidových, tmavošedých i svetlejších. Varčeková mikroskopickým štúdiom vápencov z obidvoch uvedených lokalít zistila

v nich foraminifery, a to textulárie a miliolity, úlomky rias a machoviek, prierezy ostňov ježoviek a ihlíc húb. Nepatrnú klastickú prímes vápencov tvoria ostrohranné úlomky kremeňa o veľkosti 0,2 mm. Vzácnejšie je prítomný živec. Z autigénnych minerálov uvádza pyrit a zriedkavo i kremeň, zo sekundárnych minerálov kalcit a limonit. Rohovce sú tvorené chalcedónom.

Na východnom svahu hrebeňa Homolka našli sme spolu s V. Viskupom faunu ježoviek a mlža. Doteraz sú z toho určené*:

Apiocrinus sp.,
Discoidea sp.? *rotula* Brongniart,
Collyropsis moussoni (Desor),
Holaster laevis (Deluc suns.) Agassiz,
Holaster sp.,
Inoceramus salomoni d'Orb.

Uvedená fauna svedčí o príslušnosti vápencov k albu. Nemôže teda ísť o vápence staršie, zavrásnené uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia albu. Charakter uvedeného posledného súvrstvia v podloží vápencov je slienitejší, v nadloží piesčitejší. V podloží prevládajú tmavošedé slienité bridlice s tenšími vložkami piesčitých bridlíc, hlavne vo vrchnejších polohách.

Mikropaleontologické rozbory Kantorovej vykazujú z tohto súvrstvia nasledovnú mikrofaunu:

Glomospira charoides J. & P.,
Hyperammina sp.,
Trochaminoides deformis (Grzybowski).

V nadloží vápencov vedľa šedých slienitých bridlíc sú hojné doskovité vápnité pieskovce, miestami s bohatou rastlinnou sečkou. Vzorky bridlíc, zobraté z niekoľkých miest v tomto súvrství, vykazujú prítomnosť tejto mikrofauny:

Thalmanninella ticinensis (Gandolfi),
Ammodiscus incertus (Orbigny),
Glomospira charoides (J—P),
Trachominoides deformis (Grzybowski),
Marsonella oxycona (Reuss),
Gavelinela sp.,
Cibicides sp.

Opísané flyšové súvrstvie spolu s vápencami predstavuje najvrchnejší člen série rozloženej v podloží križňanskej jednotky a v nadloží obalovej série. Na zá-

* Ježovky určila a opísala dr. E. Szerönyi (1957) z Budapešti, mlža dr. S. Cieslíński z Waršawy. Menovaným vyslovujem i touto cestou úprimné poďakovanie.

klade osobitného vývinu jury i spodnej kriedy považujem ju za sériu osobitnú, novú, v Karpatoch neopísanú. Stratigrafická charakteristika tejto série bude predmetom iného článku.

LITERATÚRA

[1] Passendorfer E., 1930: Studjum stratigraficzne i paleontologiczne nad kredą wierchowej v Tatrach. Travaux du Service Géologique de Pologne II, 4. Warszawa. — [2] Szörényi E., 1957: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. Geologické práce, Zprávy 11. Bratislava.

MICHAL MAHEĽ

KALKE IM ALB DER WESTKARPATISCHEN SERIE IM GEBIRGE STRÁŽOVSKÁ HORNATINA

Die Albschichten werden in allen Serien der westkarpatischen Zentralzone durch Schiefer, mergelige Schiefer, sandige Schiefer, bzw. kalkige Sandsteine gebaut. Selten, hauptsächlich im Alb der Hüllenserie treten dünne Konglomerateinlagen bei. Nirgends wurden jedoch bisher inmitten dieser, wesentlich flyschoiden Schichten Kalklagen konstatiert. Bloss in der Hohen Tatra sind glaukonitische Kalke bekannt, u. zw. in den Hüllenserien nachgewiesen (Passendorfer 1930). In der Gievont-Falte entsprechen sie der Zone Hoplites dentatus, in der Červené vrchy-Falte auch der autochthonen Zone Mortoniceras varicosum. Sie gehören also dem unteren Alb an. In den angeführten Fällen handelt es sich jedoch um das Liegende der schieferig-sandsteinigen Schichten, die unmittelbar auf den Aptkalken ausgebreitet sind.

Beim eingehenden Studium des Mesozoikums des westlichen Teiles des Gebirges Strážovská hornatina stellten wir mächtige Kalkkomplexe inmitten der schieferig-sandsteinigen Albschichten fest. Sie treten in zwei Körpern auf, die eine, durch das Bebrava-Tal unterbrochene, bis 3 km lange Zone bilden. Westlich von dem Bebrava-Tal bauen sie den morphologisch über dem gemässigten, durch mächtige schieferig-sandsteinige Albschichten gebauten Terrain ausgeprägt emporragenden Berg Hrádok. Die Kalke treten in steilen Felsen auf. Sie sind grösstenteils dunkelgrau, feinkörnig, mit vereinzelten grösseren Kalzitkristallchen. Unregelmässig sind zwischen ihnen graue, teilweise Crinoiden-Kalke ausgebreitet. Beide Kalktypen enthalten stellenweise häufigere, anderswo seltenere Knollen schwarzer Hornsteine, die kugelförmige, aber auch unregelmässige Form besitzen. Bei der Anwitterung zeigen die Hornsteine oft einen konzentrischen Bau. Östlich vom Bebrava-Tal, auf dem Kamm Homolka erreichen diese Kalke eine Mächtigkeit bis 100 m. Aus dem östlichen Hang treten sie in hohen, steilen Felsen auf. Die Kalken sind grösstenteils feinkörnig, grau, mit schwarzen, nuss- bis kopfgrossen Hornsteinen. Sie enthalten Lagen von dunkelgrauen und auch lichteren Crinoidenkalken. Durch das mikroskopische Studium der Kalke aus beiden angeführten Lokalitäten stellte Varčeková in ihnen Foraminiferen, u. zw. Textularien und Milioliden, Algen- und Moostierchenbruchstücke, Durchschnitte von Echinoidenstacheln und Spongiennadeln fest. Eine geringe klastische Beimenge der Kalke bilden scharfkantige, 0,2 grosse Quarzbruchstücke. Seltener ist Feldspat anwesend. Von den autigenen Mineralen führt sie Pyrit und selten auch Quarz, von den sekundären Mineralen Kalzit und Limonit an. Die Hornsteine werden durch Chalzedon gebildet.

Auf dem östlichen Hang des Kammes Homolka fanden wir zusammen mit V. Viskup Echinoidenfauna und einen Lamellibranchiaten. Davon wurden bisher bestimmt*:

Apiocrinus sp.,
Discoidea sp. ? *rotula* Brongniart,
Collyropsis moussoni (Desor),
Holaster laevis (Deluc suns.) Agassiz,
Holaster sp.,
Innoceramus salomoni d'Orb.

Die angeführte Fauna bezeugt die Zugehörigkeit der Kalke zum Alb. Es kann sich also nicht um ältere, inmitten der schieferig-sandsteinigen Albschichten eingefaltete Kalke handeln. Der Charakter der letztgenannten Schichten im Liegenden der Kalke ist mergeliger, im Hangenden sandiger. Im Liegenden herrschen dunkelgraue, mergelige Schiefer mit dünneren Einlagen von sandigen Schiefern, und zwar hauptsächlich in den obereren Lagen, vor.

Die durch Kantorová durchgeführten mikropaläontologischen Analysen weisen aus diesen Schichten folgende Fauna aus:

Glomospira charoides J. & P.,
Hyperammina sp.
Trochaminoides deformis (Grzybowski).

Im Hangenden der Kalke kommen neben den grauen, mergeligen Schiefern häufige, plattige, kalkige Sandsteine vor, die stellenweise einen reichen Pflanzendetritus enthalten. An einigen Stellen in diesen Schichten gesammelte Schieferproben weisen die Anwesenheit folgender Mikrofauna aus:

Thalmanninella ticinensis (Gandolfi),
Ammodiscus incertus (Orbigny),
Glomospira charoides (J—P),
Trochaminoides deformis (Grzybowski),
Marssonella oxycona (Reuss),
Gavelinella sp.

Die beschriebenen Flyschschichten stellen zusammen mit den Kalken das oberste Glied der im Liegenden der Krížna-Einheit und im Hangenden der Hüllenserie sich ausbreitenden Serie. Auf Grund der separaten Entwicklung des Juras und der Unterkreide betrachte ich sie als eine separate, neue, in den Karpaten nicht beschriebene Serie. Die stratigraphische Charakteristik dieser Serie wird das Objekt eines anderen Artikels sein.

17. V. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

* Die Echinoiden bestimmte und beschrieb E. Szerönyi (1957) aus Budapest, den Lamellibranchiaten S. Cieśliński aus Warschau. Den genannten spreche ich auch auf diesem Wege meinen innigsten Dank aus.

BELO ZORKOVSKÝ

ZPRÁVA O PETROGRAFICKO-CHEMICKOM ŠTÚDIU MELAFÝROVÝCH HORNÍN, VYSTUPUJÚCICH JUHOVÝCHODNE OD OBCE MODROVÁ V OBLASTI INOVCA NA POVAŽÍ*

(Nemecké resumé)

Autor podáva v predloženej zpráve výsledky svojho petrograficko-chemického štúdia melafýrových hornín, vystupujúcich juhovýchodne od obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. Ide o štúdium hornín, ktoré po stránke petrograficko-chemickej neboli dosiaľ vôbec preštudované.

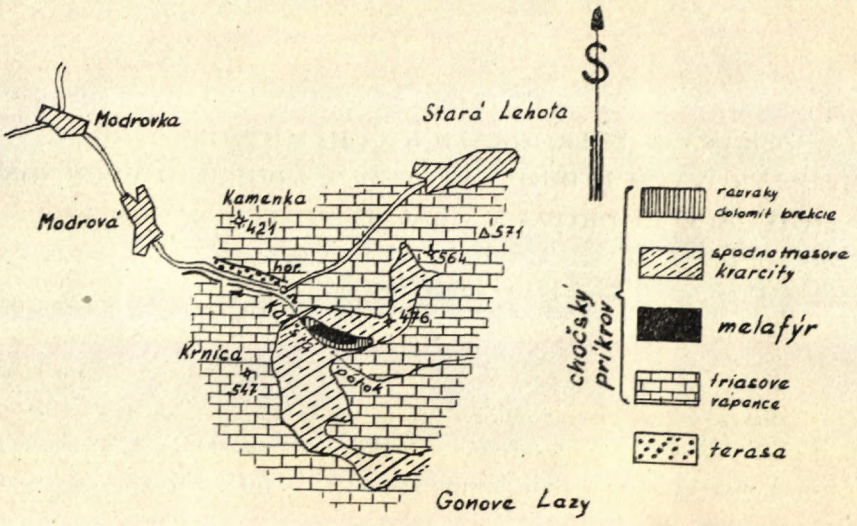
Pri štúdiu literatúry o výskytoch melafýrových hornín v oblasti Slovenských Karpát som v práci G. S t a c h e h o (1864) našiel zmienku o výskyte melafýrov v oblasti Inovca na záp. Slovensku medzi obcami Modrová a Stará Lehota. F. H a u e r zakresľuje tento výskyt aj do svojej mapy (1864) — ako výskyt pomerne malý, vystupujúci uprostred tzv. série „Bunten-Schichten" sev. od kóty 547.

Pretože melafýrové horniny z oblasti Inovca neboli dosiaľ po stránke petrograficko-chemickej preštudované, chcel by som v predloženej zpráve podať ich petrograficko-chemickú charakteristiku, a to na základe štúdia vzoriek, ktoré na tomto mieste nazbieral r. 1956 J. P t á k.

Ako vidno z priloženého geologického náčrtku J. Ptáka, výskyt melafýrových hornín leží medzi obcami Modrová a Stará Lehota, asi 750 m východne od horárne na sev. brehu potoka Kalista. Podľa rukopisnej zprávy toho istého autora melafýrové teleso má tvar pretiahnutý v smere V—Z, v dĺžke približne 800—900 m. Jeho hrúbka kolíše v medziach 20—30 m. Je uložené v bezprostrednom nadloží spodnotriasových bunkovitých dolomitov a brekcií chočského príkrovu. V nadloží melafýrov je mohutná poloha spodnotriasových kremencov, miestami slabo metamorfovaných, väčšinou farby ružovej, v menšej miere bielej. Poloha kremencov sa tiahne na severovýchod cez kótu 476 až ku kóte 564 a na juhu možno ich sledovať až ku Gonovým Lazom. V nadloží kremencov vystupujú kompaktné

* Je to časť z pripravovanej práce „Melafýry Záp. Karpát".

šedé, miestami tmavošedé triasové vápence. Melafýrové teleso je tektonicky značne porušené, pričom trhliny v melafýrových horninách sú vyplnené karbonátmi, kremeňom alebo barytom.



Obr. 1. Geologický náčrtok výskytu melafýru vých. od Modrovej v oblasti Inovca. Mierka 1 : 75 000. Podľa J. Ptáka.

Petrografická charakteristika

Už makroskopickým pozorovaním možno zistiť, že medzi melafýrovými horninami z oblasti Inovca možno rozlíšiť niekoľko variet: 1. melafýrový porfyrit, 2. porfyricko-mandľovcový melafýr, 3. celistvý melafýr, 4. melafýrový tufit.

Melafýrové porfyrity sú najobvyklejšími varietami melafýrových hornín. Farby bývajú tmavohnedej, prípadne šedej, tmavošedej alebo karmínovej. Na vyvetralých polohách možno pozorovať veľké vyrastlice lištovite vyvinutých živcov, ktorých dĺžka dosť často presahuje 1 cm. Len v zriedkavých prípadoch možno na zvetralých polohách vidieť aj živce druhej efuzívnej generácie, ktoré bývajú tiež lištovite vyvinuté a tvoria základnú bázu starším, intratelurickým porfyrickým vyrastliciam.

Vo výbrusoch zhotovených z čerstvých vzoriek pod mikroskopom jasne pozorovať, že živce oboch generácií majú jasné idiomorfné obmedzenie a patria do skupiny plagioklasov. Bývajú zdvojčatnené najčastejšie podľa zákona albitového, v zriedkavých prípadoch aj podľa zákona periklinového, prípadne zároveň podľa oboch. Podľa uhla zhášania symetrickej zóny albitove zdvojčatnených indivíduí, ktorý najčastejšie kolíše v medziach $+20°$ až $+26°$, možno plagioklasy zaradiť k andezínu s 38—46 molekulárnych percent anortitu. Niektoré jedince bývajú

dosť čerstvé, iné zas podľahli silnejšej premene, hlavne sericitizácii, v menšej miere karbonatizácii a albitizácii, čo sa prejavuje v ich značnom zakalení. Vo výbrusoch zhotovených zo vzoriek viac zvetraných pozorovať živce úplne rozložené a nahradené sericitom a karbonátom. Okrem toho sú živce značne kataklasticky porušené, čo svedčí, že hornina bola postihnutá aj dynamickou metamorfózou. Jednotlivé trhlinky bývajú vyhojené kalcitom, v ojedinelých prípadoch aj kremeňom.

Popri živcových vyrastliciach, pravda, menších rozmerov, vystupujú vyrastlice olivínu, lepšie povedané jeho pseudomorfózy, tvorené chloriticko-serpentínovou hmotou a červeným, slabo pleochroickým pigmentom kysličníka železitého — hematitom, event. hrdzavohnedým Fe hydrátom-limonitom, ktoré sú prevažne produktmi premien hydrotermálnej periódy.

Niektoré olivínové pseudomorfózy javia dosť značný stupeň idiomorfného vývoja aj voči plagioklasom prvej generácie, čo svedčí, že vykryštalizovali ešte pred nimi. Veľkosť jednotlivých pseudomorfóz je rôzna a dosahuje v ojedinelých prípadoch viac ako 1,00 mm.

Základná hmota je jemne kryštalická a skladá sa z idiomorfne vyvinutých jemných ihličiek živcov, plagioklasov, patriacich k druhej generácii. Živce sa navzájom preplietajú, čo má za následok vznik pilotaxitickej štruktúry základnej hmoty. Drobné ihličky plagioklasov v niektorých výbrusoch javia prúdovité usporiadanie v rovnobežných radoch, „obtekávajúc" veľké porfyrické vyrastlice, čo by zase nasvedčovalo na trachytickú štruktúru základnej hmoty. Veľmi často sa pri živcoch prejavuje aj tendencia divergencie a arborescencie. Živce v základnej hmote sú tiež zdvojčatnené, a to podľa zákona albitového. Podľa merania uhla zhášania albitových lamiel v rezoch kolmých na (010), ktorý vo väčšine prípadov kolíše od +17° až do +23°, možno ich zaradiť k andezínu s 35—45 % zložky anortitovej. Niektoré sú dosť čerstvé, iné zas značne zmenené na sericit a kalcit, ktoré spolu s chloritickými povlakmi, ako aj s oxydačnými produktmi rudných zrniečok, robia základnú hmotu na niektorých miestach nepriehľadnou.

Na zložení základnej hmoty má značný podiel aj ruda, ktorá býva tvorená zrniečkami magnetitu, prípadne ilmenitu, farby tmavošedej až tmavej, štvoruholníkového, event. trojuholníkového tvaru, lesku kovového. Niektoré zrniečka bývajú leukoxenizované a prejavujú kostrovité zoskupenie. Iné zas bývajú na okrajoch lemované žltohnedým lemom limonitu. Najväčšiu koncentráciu rudného pigmentu pozorovať na okraji mandlí (pri typoch mandľovcových a porfyricko-mandľovcových), čo má za následok vznik nepriehľadnej „aureoly" v šírke až 1,0 mm.

Porfyricko-mandľovcový melafýr

Typ porfyricko-mandľovcový je charakterizovaný tým istým mineralogickým zložením ako typ predchádzajúci; pri tomto type však popri porfyrických vy-

rastliciach v základnej hmote vystupujú aj mandle rôzneho tvaru a veľkosti. Najčastejšie majú viac-menej guľovitý alebo vajcovitý tvar. Niekedy bývajú tiež pretiahnuté alebo nepravidelne laločnaté.

Veľkosť mandlí býva rôzna a kolíše od mikroskopických rozmerov (0,5 mm) do rozmerov makroskopických (viac ako 3 cm).

Výplň mandlí býva rôzna. Väčšie mandle bývajú spravidla vyplnené kalcitom; menšie majú chloritickú výplň; inokedy zas v jednej a tej istej mandli je prítomný kalcit, chalcedón a chlority v zonálnom usporiadaní.

Všimnime si teraz bližšie mikroskopickú textúru mandlí s chloritickou výplňou. Pri malom zväčšení sa zdá, že chloritická výplň je homogénna, ale pri väčšom zväčšení možno pozorovať, že je tvorená nepravidelnými „červíčkovitými" útvarmi, ktoré majú niekedy viac-menej tvar okrúhly, oválny alebo „rožkovitý". Spomenuté útvary sú tvorené jemne šupinatými, prípadne jemne vláknitými zelenými, resp. zelenkastými chloritmi veľmi kolísavých optických vlastností, čo veľmi sťažuje presnejšie stanovenie jednotlivých ich členov. Zdá sa však, že vo väčšine prípadov ide o pennín, ako o tom svedčí pozitívny ráz dĺžky, slabý pleochroizmus, nízke interferenčné farby a v ojedinelých prípadoch aj anomálne modravé interferenčné farby jemných vláknitých chloritických agregátov.

Okraj mandlí s chloritickou výplňou býva spravidla lemovaný tmavým lemom, skladajúcim sa z drobných ihličiek plagioklasov a rudného pigmentu.

Popri uvedených chloritických mandliach s perlitickou textúrou vystupujú mandle so sférickou stavbou, pričom stred mandle je vyplnený kalcitom s charakteristickými štiepnymi trhlinkami a dvojčatným lamelovaním. Na jeho okraji je vyvinutá zóna, skladajúca sa z jemných chalcedónových vlákien, radiálne-lúčovite usporiadaných. Po tejto zóne nasleduje zóna, skladajúca sa z veľmi jemne šupinatej, chloritickej hmoty, v ktorej sú miestami vyvinuté „červíčkovité" útvary tvorené chloritmi a chalcedónom, s akými sa stretávame pri mandliach s chloritickou výplňou.

Tretím typom mandlí sú mandle s nepravidelne zonálnou stavbou, stred ktorých je vyplnený kremeňom. Jeho okraj je lemovaný tenkou páskou rudného pigmentu, ktorý oddeľuje kremennú výplň od ďalšej zóny, tvorenej jemne chloritickou hmotou s charakteristickými „červíčkovitými" útvarmi. Mandle bývajú v niektorých prípadoch preniknuté jemnými postamygdaloidnými žilkami vyplnenými kalcitom, kremeňom alebo chalcedónom.

Celistvé melafýry

Pri celistvých melafýroch mineralogické zloženie je v podstate rovnaké ako pri predchádzajúcich typoch. Porfyrické výrastky, ako aj mandle nie sú prítomné. Štruktúra celistvých odrôd býva prevažne pilotaxitická. Na vzorkách celistvých melafýrov veľmi často vystupujú rôzne hrubé a nepravidelne usporiadané trhlinky

vyplnené kalcitom alebo kremeňom, prípadne oboma súčasne, pričom okraj žilky je tvorený kremeňom a stred kalcitom.

Melafýrový tufit

Je to jemnozrnná hornina, tmavohnedej až tmavočervenej farby, ktorá sa skladá z fragmentov šedého, jemnozrnného melafýru s pilotaxitickou štruktúrou. Fragmenty sú viac-menej zaoblené, zriedkavejšie ostrohrannejšie. Veľkosť býva rozličná. Tmel tvorí hnedá tmeliaca hmota, skladajúca sa prevažne zo zrniečok kremeňa viac-menej nedokonale zaokrúhlených, ďalej z fragmentov živcov, zrniečok rúd a kalcitu. Značné množstvo rudného pigmentu zafarbuje tmeliacu hmotu do hneda a miestami až do tmava, takže sa stáva nepriehľadnou. Tak ako pri ostatných typoch melafýrových hornín aj pri melafýrovom tufite možno pozorovať veľké množstvo žiliek vyplnených druhotným kalcitom alebo kremeňom.

Chemická povaha

Pre štúdium chemizmu melafýrových hornín v oblasti Inovca boli vykonané celkom štyri chemické analýzy, a to: dve z porfyrických typov a dve z typov porfyricko-mandľovcových. Analýzy zhotovil v chemickom laboratóriu Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave J. Jarkovský. Výsledky analýz, ktoré sú uvedené v priloženej tabuľke, sú priemerné výsledky získané z pôvodných výsledkov analýz príslušných typov melafýrových hornín.

Aby bolo možné vypočítať Osannove, Niggliho a Zavarického hodnoty, výsledky analýz boli upravené tak, že váhové percentá hlavných kysličníkov (stĺpec I v priloženej tabuľke) boli prepočítané na molekulárne hodnoty (stĺpec II) a tieto prevedené na základ 100; pritom Fe_2O_3 prepočítaný na FeO (stĺpec III).

Určité odchýlky v chemizme, ktoré sa prejavujú pri rozličných typoch melafýrových hornín v oblasti Inovca, možno vysvetliť pomerne jednoducho:

a) pri typoch porfyricko-mandľovcových vyšší obsah SiO_2, ako aj CaO možno vysvetliť prítomnosťou minerálov s obsahom prvkov Si a Ca vo väčšom množstve v mandľovcových dutinách,

b) vyšší obsah FeO, ako aj MgO pri typoch porfyrických zas ich prítomnosťou v olivínoch, ktoré prichádzajú ako porfyrické vyrastlice v týchto typoch.

22. IV. 1958

Katedra geológie a mineralógie
Banskej fakulty Vysokej školy
technickej v Košiciach

Tabuľka výsledkov chemických analýz melafýrových hornín z oblasti Modrovej na Považí

Kysličníky	Analýza					
	1			2		
	I	II	III	I	II	III
SiO_2	52,75	878	59,85	56,11	935	63,65
TiO_2	2,45	31	2,11	2,10	26	1,77
P_2O_5	0,17	9	0,07	0,04	—	—
Al_2O_3	17,38	171	11,66	16,93	166	11,30
Fe_2O_3	5,74	36	—	5,25	33	—
FeO	3,82	53	8,52	1,86	26	6,26
MnO	0,10	1	0,07	0,09	1	0,07
MgO	6,03	150	10,22	2,45	61	4,15
CaO	1,37	24	1,64	3,82	68	4,63
Na_2O	4,67	75	5,11	6,15	99	6,74
K_2O	1,00	11	0,75	2,02	21	1,43
$+H_2O$	4,15	—	—	3,69	—	—
$-H_2O$	0,50	—	—	0,10	—	—
Spolu:	100,13	1431	100,00	100,61	1436	100,00
Osann						
S		62,03			65,42	
a		6,682			10,53	
c		6,613			4,03	
f		16,705			15,44	
n		8,724			8,249	
Niggli						
si		163,37			189,19	
al		30,70			32,68	
fm		49,64			30,31	
c		4,31			13,38	
alk		15,45			23,63	
k		0,128			0,175	
mg		0,544			0,396	
qz		+ 1,57			— 5,33	
Zavarickij						
a		11,45			16,87	
c		1,60			3,23	
b		26,43			12,37	
s		60,52			67,53	
f		31,49			52,84	
m′		37,78			34,66	
c′		—			12,50	
a′		30,73			—	
n		87,21			82,502	
t		3,41			2,705	
φ		18,14			37,50	

1. melafýrové porfyrity
2. porfyricko-mandlovcové melafýry

I. váhové %,
II. molekulárne hodnoty
III. molekulárne hodnoty prepočítané na 100.

LITERATÚRA

[1] Hauer F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verhandlungen geol. Reichsanstalt. Wien. — [2] Stache G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec-Gebirges. Verhandlungen geol. Reichsanstalt. Wien. — [3] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes des Waag und Neutra. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. — [4] Tschermak G., 1869: Porphyrgesteine Österreichs. K. Akad. der Wissensch. Wien.

BELO ZORKOVSKÝ

BERICHT ÜBER DAS PETROGRAPHISCH-CHEMISCHE STUDIUM DER SÜDÖSTLICH VON DER GEMEINDE MODROVÁ IM INOVEC-MASSIV DES VÁH-GEBIETES AUFTRETENDEN MELAPHYRGESTEINE

In der vorgelegten Arbeit bringt der Autor die Ergebnisse seines petrographisch-chemischen Studiums der südöstlich von der Gemeinde Modrová im Gebiete des Inovec-Massivs auftretenden Melaphyrgesteine. Es handelt sich um ein Studium der Gesteine, die vom petrographisch-chemischen Standpunkte bisher überhaupt nicht studiert wurden.

Auf Grund der petrographischen Analyse kann man bei den Melaphyrgesteinen einige Entwicklungsperioden unterscheiden:

a) Magmatische Periode — charakteristisch durch zwei Zeitabschnitte: den intratellurischen und effusiven. Im intratellurischen Zeitabschnitte kristallisierten neben den Erzbestandteilen die porphyrischen Einsprenglinge der Olivine und Plagioklase (Andesine). Im effusiven, jüngeren Zeitabschnitte erstarrte das Magma verhältnismässig schnell, wobei die Plagiklase (Andesine) der zweiten — effusiven Generation kristallisierten.

b) Hydrothermale Periode, die sich einerseits in der Füllung der Hohlräume (Mandeln) und Aderchen durch Karbonate, Quarz und Baryt äusserte, anderseits hauptsächlich auf die Feldspate, Olivine und Erzkörnchen störend wirkte, was sich in ihrer bedeutender Umwadlung äussert.

Zwischen den Melaphyrgesteinen kann man einige Typen unterscheiden: a) porphyrische, b) porphyrisch-mandelsteinige, c) aphanitische, d) Melaphyrtuffit.

Die Grundmasse bei den unter a), b), c) angeführten Typen besitzt am öftesten eine pilotaxitische Struktur, sehr oft mit einer divergenten, oder arboreszenten Entwicklung der Feldspate effusiver Generation.

Bestimmte Abweichungen im Chemismus, die sich bei verschiedenen Typen der Melaphyrgesteine im Inovec-Gebiete zeigen, wie aus der beigelegten Tafel und den graphischen Darstellungen im slowakischen Text ersichtlich ist, kann man verhältnismässig einfach erklären:

a) bei den porphyrisch-mandelsteinigen Typen kann man den höheren SiO_2-, wie auch CaO-Gehalt durch die Anwesenheit der Minerale mit einem grösseren Si- und Ca-Gehalt in den Mandelsteinhöhlungen erklären;

b) den höheren FeO- und MgO-Gehalt bei den porphyrischen Typen wiederum durch ihre Anwesenheit in den Olivinen, die als porphyrische Einsprenglinge in diesen Typen vorkommen.

22. IV. 1958

Lehrstuhl für Geologie und Mineralogie der Bergmännischen Fakultät an der Technischen Hochschule, Košice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JÁN ILAVSKÝ — JÁN BEŇO

KU GEOLÓGII A MINERALÓGII NIEKTORÝCH VÝSKYTOV OLOVENO-ZINKOVÝCH RÚD V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

(Nemecké resumé)

Výskyty a ložiská oloveno-zinkových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí sú dávnejšie známe. Významnejšie ložiská z nich sa aj dobývali (M a d e r s p a e g, 1877, E i s e l e 1907, P a p p 1919). V citovanej literatúre ako aj v drobnejších prácach radu ďalších autorov sú okrem toho opísané minerály olova a zinku na sideritových žilách a ložiskách z rôznych častí Rudohoria.

Početné prieskumné práce, konané v posledných rokoch najmä na Východoslovenskom rudnom prieskume, odhalili značný počet nových výskytov minerálov olova a zinku, o ktorých nebolo dosiaľ v literatúre zmienky.

Staršie a nové nálezy minerálov olova a zinku dávajú vcelku vyše 20 lokalít, s ojedinelými mineralogickými výskytmi okolo 80 lokalít. Tento počet iste nevyčerpáva ešte všetky, predsa však dovoľuje urobiť celkom hrubé a orientačné zhodnotenie zo stanoviska ich priestorového rozloženia, zo stanoviska mineralogického a geochemicko-parageneticképo a napokon aj praktického. Takéto zhodnotenie nebolo dosiaľ urobené. Predložený príspevok je čisto orientačným, hrubým náčrtom k riešeniu uvedených problémov, ktoré sa budú musieť v budúcnosti rozpracovať oveľa detailnejšie, úplnejšie a kompletnejšie nielen pre oloveno-zinkové rudy, ale aj pre ostatné kovy.

Genetické typy oloveno-zinkových rúd

Všetky doposiaľ známe ložiská a výskyty oloveno-zinkových rúd môžeme v Spišsko-gemerskom rudohorí vcelku rozdeliť na tri genetické typy:

1. Prvým typom sú výskyty prevažne alebo výlučne charakteru k o m p l e x n ý c h s u l f i d o v alebo s u l f o s o l í väčšieho počtu farebných kovov, ako sú Pb, Zn, As, Sb, Hg, Cu, Ag, Au. Kvantitatívne najhojnejšími bývajú okrem Pb a Zn ešte Cu a As, kým ostatné sú zastúpené podradnejšími množstvami.

Tento typ býva vyvinutý na samostatných ložiskách, priestorove nezávislých od iných hydrotermálnych ložísk — hlavne od žíl sideritových. Najtypickejšie lokality sú Rochovce, Jelšavská Dúbrava, Delková severovýchodne od Jelšavy, Ochtinská Dúbrava, Bystrý Potok južne od Švedlára, Suchý vrch pri Kojšove, Štirkenberg pri Mníšku nad Hnilcom atď.

2. Druhý typ predstavujú hojnejšie množstvá uvedených kovov a minerálov ložísk prvého typu na početných spišsko-gemerských sideritových žilách. V určitých rajónoch Spišsko-gemerského rudohoria prevládajú nad sideritovou výplňou žíl alebo častí žíl, inde sú len v podradných alebo nepatrných množstvách ako čisto mineralogické výskyty. Typicky sú vyvinuté na lokalitách juhozápadne od Kojšova, v Kostolnej doline, doline Hummel a v banskom poli Gregori vo Vyšnom Medzeve.

3. Tretí typ zastupujú ložiská a výskyty jednoduchej paragenézy minerálov Pb-Zn bez prímesí ostatných spomenutých farebných kovov. Takéhoto typu je napr. ložisko oloveno-zinkových rúd v triasových vápencoch Juhoslovenského krasu pri Plešiveckom Ardove.

Rozdelenie výskytov oloveno-zinkových rúd do týchto troch typov je v podstate orientačné. Medzi prvým a druhým typom, i keď sú často priestorove nezávislé, sú veľké mineralogicko-paragenetické zhody. V niektorých prípadoch vyplývajú z geografického rozloženia blízke genetické vzťahy. Zatiaľ u tretieho typu nie sú genetické vzťahy k prvým dvom jasné a nemožno jednoznačne rozhodnúť, či majú s nimi spoločný pôvod.

Priestorové rozšírenie Pb-Zn rúd

Rozbor geografického rozšírenia oloveno-zinkových minerálov v Spišsko-gemerskom rudohorí ukazuje, že sú tu v podstate dve oblasti, kde sa vyskytujú v hojnejších množstvách. Koncentrujú sa v tektonicko-ložiskových ťahoch (Ilavský 1957) na pomerne malých plochách. Pritom sú v týchto rajónoch časté aj v niekoľkých paralelných líniách vedľa seba.

Prvá oblasť rozšírenia Pb-Zn výskytov leží v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Výskyty sú tu koncentrovanejšie na značnej ploche v širšom, severnom okolí Jelšavy a Štítnika. Kvalitatívne a kvantitatívne najvýznamnejšie zrudnenia sú v strede oblasti pri Rochovciach a na Ochtinskej Dúbrave, teda na hranici veľkých tektonických jednotiek veporíd a gemeríd. Prevažná časť výskytov leží v mezokatametamorfovanom až katametamorfovanom kryštaliniku veporíd. V tejto západnej oblasti prevládajú výskyty prvého genetického typu, t. j. komplexné sulfidy a sulfosoli Pb, Zn, As, Sb, Hg, Cu, Ag na samostatných žilách. Menej je tu zastúpený genetický typ druhý, t. j. sideritové žily so sulfidmi a sulfosoľami uvedených kovov. Výskyty sú tu žilné v horninách staršieho alebo mladšieho paleozoika a metasomatické vo vápencoch vrchného karbónu.

Druhý rajón rozšírenia oloveno-zinkových rúd je ohraničený zhruba čiarou

Smolník—Vyšný Medzev—Zlatá Ida—Kojšov—Prakovce—Mníšek nad Hnilcom—Bystrý potok južne od Švedlára. Ležia teda prevažne vo východnej, menej v strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Oblasť budujú výlučne horniny staršieho paleozoika (kambrosilúru). V tejto východnej oblasti prevládajú olovenozinkové rudy druhého typu, t. j. sideritové žily s komplexnými sulfidmi a sulfosoľami Pb, Zn, Cu, As, Sb, Hg, Ag. Príznačnou je prevaha medi nad ostatnými kovmi. Výskyty sú skoro výlučne žilného charakteru, jedine ložisko Alžbeta v Bystrom Potoku (K a n t o r 1954) je metasomatické. Vzniklo zatlačením šošovky gotlandského vápenca. Celkom ojedinele sú zastúpené vo východnej oblasti výskyty prvého genetického typu (Kojšov—Suchý vrch, Štirkenberg—Mníšek nad Hnilcom).

Oloveno-zinkové výskyty východnej oblasti

Areál rozšírenia Pb-Zn výskytov zaberá ústrednú časť rudohoria od Volovca na východ až po zlatoidskú oblasť. Výskyty sú tu skoncentrované do dvoch pruhov: severného a južného. Všetky ležia v horninách kambrosilúru, závislosti medzi výplňou výskytov a okolnými horninami nie sú badateľné.

V s e v e r n o m p r u h u, ktorý má východo-západný smer, sa vyskytujú významnejšie výskyty oloveno-zinkových rúd na lokalitách Bystrý potok—Alžbeta (K a n t o r 1954), Mníšek—Galmei (F u s á n — K a n t o r 1954), Mníšek—Štirkenberg, Prakovce—vyššia časť doliny Hutnej (Hüttgründl), Kojšov—juhozápad, Kojšov—Suchý vrch.

V j u ž n o m p r u h u sa vyskytujú Pb-Zn rudy v chotároch obcí Vyšný a Nižný Medzev, Poproč, Zlatá Ida, a to na lokalitách Kostolná dolina (Kirchengezimmer), Hummel—Kalte Rinne, Hummel—Nad krížom, Trochanka, Gregori pole pod Trochankou, Zdarboh pole na Volovom harbe a v priestore starého ťažobného závodu v Zlatej Ide na viacerých žilách (R o z l o z s n i k 1913).

Niektoré lokality tohto južného pruhu, o ktorých nebolo dosiaľ v literatúre zmienky, sme zo stanoviska výskytov Pb-Zn rúd prešetrili. Výsledky tohto zbežného štúdia sú tieto:

1. Vyšný Medzev—dolina Hummel—žila Kalte Rinne

Ložisko leží 4,2 km severne od obce Vyšný Medzev (vzdialenosť kostol—ústie štôlne Kalte Rinne) v bočnej rázsoche s kótami 733 a 975 m, ktorá odbočuje k juhozápadu od hlavného hrebeňa Trochanky (975 m). V starej šrafovanej topograf. mape 1 : 25 000 je naproti ústiu štôlne Kalte Rinne v mape zaznačená štôlňa Josefine Eisengrube. Ložisko bolo otvorené v dávnej minulosti jasovským prepošstvom, neskôr RIMOU. Prieskum bol obnovený Spišskými železorudnými baňami r. 1950, neskôr Východoslovenským rudným prieskumom.

Žila leží v horninách kambrosilúru, a to v blízkosti rozhrania porfyroidov a kremencovo-fylitických súvrství, ktoré sa medzi sebou nepravidelne striedajú

(Pikart 1955). V bezprostrednej blízkosti ložiska vystupuje hummelský malý masívček gemeridnej žuly (ca 1 km severne), narezaný hummelským potokom. Ložisko patrí do komplexu žíl tektonicko-ložiskového ťahu č. XXXVI (Ilavský 1957), tiahnúceho sa z Drnavy cez Smolnícku Hutu na Fichtenhübel—Hummel až po Poproč a Zlatú Idu.

Ložisko je pravá žila, smeru Z—V až SV s úklonmi generálne 50—70° k juhu. Celková dĺžka žily je do dvoch km. Je jednou z viacerých paralelných žíl. Početné poruchy smeru JZ—SV rozkúskovali žilu na rad väčších-menších segmentov, odsunovaných kaskádovite k SV. Tvar žily je šošovkovitý, mocnosti sú premenlivé do 2 m. Žila má dva technologické typy výplne: sideritovú a kremito-sulfidickú. Tieto dva typy výplne sú vyvinuté najčastejšie paralelne vedľa seba v profile žily alebo aj za sebou. Hlavnými minerálmi rudniny sú: siderit, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, ankerit, žilný magnetit. Hak—Kupka (1958) uvádzajú ešte arzenopyrit, pyrit, pyrhotín, sfalerit, galenit, markazit, kobelit a hematit. Východný koniec žily, bližší k hummelskej žule obsahuje vo väčších množstvách sfalerit a galenit. Na paralelných žilách bližšie k žule sa objavuje antimonit.

Kremito-sideritická výplň na žile Kalte Rinne je najčastejšie agresívna voči sideritu a poskytuje často pekné obrazy vnútrožilnej metasomatózy. Tento zjav je príznačný hlavne pre sfalerit, ktorý zatlačuje pôvodnú sideritovú výplň takým spôsobom, že vytvára rôzne brekciovité štruktúry. Siderit, ktorý je uzatváraný sfaleritom, má hrubozrnný vývin (1—2 cm) a zatlačujú ho ostatné minerály.

Pyrit býva drvený, má znaky pôvodne idiomorfných tvarov. Sfalerit je čiernej farby, vytvára už spomenuté škvrnité tvary, väziva staršej výplne sideritu, prípadne má aj uzľovito-sieťovitý vývin pozdĺž štiepnych plôch sideritu. Ide o železitú odrodu sfaleritu, tzv. marmatit. Zvýšený obsah železa bol konštatovaný chemickou analýzou a je dôsledkom metasomatického zatlačovania sideritu roztokmi sfaleritového zloženia. Svetlé sfalerity neboli zatiaľ zistené. Pyrit i sfalerit sú prerastené chalkopyritom a tetraedritom. Posledné dva vytvárajú tenké žilôčky alebo i hniezda v siderite, alebo na styku sfaleritu so sideritom. Toto tesné prerastanie a miestami typická emulzná štruktúra sfaleritu a chalkopyritu svedčia o ich súčasnej kryštalizácii. Galenitu býva podstatne menej ako sfaleritu, vytvára ostrohranné nepravidelné agregáty a zdá sa byť oniečo mladší ako sfalerit a chalkopyrit. Hojný magnetit je viazaný na kremeň pri styku so sideritom. Antimonit ide spolu s kremeňom. Vzťah k sulfidom nie je jasný, avšak rozhodne patria magnetit aj antimonit k neskorým štádiám rudotvorného procesu.

2. Trochanka — banské pole Gregori

Ložisko leží tesne pod hlavným hrebeňom Trochanky z južnej strany nad údolím Borzó. Je vzdialené od ťažobného závodu Lucia baňa 5,5 km. Jeho východy sú medzi kótami 975 a 961 m. Smer žily je V—Z. Ložisko patrilo tiež jasovskému prepošstvu, neskôr RIME, ktorá tu urobila otvárku v rokoch 1926—1930.

Ide v podstate o dve paralelné žily, ktoré ležia východne od hummelského masívku gemeridnej žuly. Výplň žíl je komplexná ako na Hummli. Obidve žily majú smer V—Z, úklony sú k juhu 60°. Okolné horniny patria kambrosilúru, hlavne kremito-sericitické fylity, ktoré sú prefárané aj úvodným prekopom z doliny Borzó (Pikart, 1955). V podloží (smerom k severu) sú hojne vyvinuté aj porfyroidy a komplex sedimentárnych hornín s metamorfovanými magnetitovými rudami.

Žily poľa Gregori sú pravé, majú šošovkovité formy, sú menlivého smeru, generálne sú však smeru východozápadného. Sú intenzívne porušené priečnymi poruchami na segmenty a šošovky.

Minerálna výplň je sideriticko-kremitá, v ktorej sú miestami anomálne nahromadené sulfidické minerály zo skupiny galenitu, sfalerit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit a glaukodot. Staršie analýzy z rokov 1926—1930 vykázali obsahy Co až okolo 4 %. Kremitá výplň zo starých píng na hrebeni vykázala

nad 1 %	1—0,01 %	pod 0,01 %
Ca Fe Mn Mg Si	Al Cu Zn	Pb

3. Kostolná dolina (Kirchengezimmer)

Ložisko leží v doline Goldseifen 5,5 km severne od Nižného Medzeva na sútoku doliniek Reibe Stolln a Kirchengezimmer. Prebieha v smere V—Z cez najvýchodnejšiu pätu rázsochy Scharfen Graf (801). Štôlnička, ktorá žilu sleduje, leží ca 250 m severne od kóty 482 na dne doliny Goldseifen.

Geologická pozícia ložiska a jeho forma je obdobná ako väčšina žíl tohto okolia: smer má V—Z, úklony k juhu, okolné horniny patria kambrosilúru; sú to kremence a fylity. Ložisko je paralelné s hlavným fichtenhübelským ťahom. Podľa generálneho smeru by mohla byť táto žila východným pokračovaním žily Cornélia z revíru Raky štôlne na Fichtenhübli. Výplň žíl v celom okolí je komplexná na sideritových žilách.

Výplň žily je v podstate sideritová a v nej sú premenlivé množstvá sulfidov: chalkopyrit, arzenopyrit, sfalerit, galenit, tetraedrit, pyrit a pomerne veľa kremeňa. Pomer zastúpenia jednotlivých sulfidov je menlivý, čo dokazujú aj spektrálne analýzy z dvoch rozdielnych vzoriek, urobené v ÚVR, Kutná Hora:

	nad 1 %	1—0,01 %	pod 0,01 %
vzorka 1	Fe, Mn, Si	As, Ca, Co, Cu, Pb, Sb, Zn	Ag, Al, Mg, Ni, Bi
vzorka 2	As, Fe, Si, Co	Cu, Mg, Mn, Pb, Zn, Bi, Sb	Ag, Al, Ca, Ni, Ti, Cr, Cd

Podľa výsledkov spektrálnych analýz sa dá predpokladať v rudnine ešte glaukodot a azda aj kobelit alebo niektorý iný bizmutový minerál, tým viac, že žila je v priamom pokračovaní žíl fichtenhübelských, smerujúcich do Hummla (porovnaj Hak — Kupka 1958).

4. Nad Krížom (Pfarersgapel)

Ložisko pretína rázsochu Rígľa, ležiacu medzi dolinou Hummel a Goldseifen severne od Nižného Medzeva. V doline Hummel sú staré štôlne na tejto žile priamo pri kríži, ktorý je vzdialený od hradskej na západnom konci obce 3,5 km. Odtiaľto smerujú staré povrchové práce cez Rígeľ 200 m severne od kóty 559 do doliny Goldseifen ku kóte 440 m; patrí teda do najvýznamnejšieho tektonicko-ložiskového ťahu č. XXXIX, ktorý prebieha ako veľká okrajová porucha od Šankoviec cez Krásnohorské Podhradie až po Poproč a Šemšu.

Geologická situácia je príznačná polohou žíl na rozhraniach hornín kambro-silúru, a to kremencov, fylitov a porfyroidov, ktoré tvoria v tomto teréne pruhy smeru ZSZ—VJV. Samo ložisko vystupuje na rozhraní kremencov (juh—nadložie) a sericitických fylitov (podložie—sever) alebo blízko ich styku. Ložisko zodpovedá západnému pokračovaniu žily Fruktuosus z doliny Zabava, keď sa medzitým objavuje v indíciách na Strážnom kopci (Wachhübl) okolo kóty 685.

Forma výskytu je žilná; ide o pravú žilu, jej smer je ZSZ—VJV, úklony sú južné okolo 60—70°. Tvar žily je šošovkovitý smerove i úklonne. Minerálna výplň je komplexnejšia ako u okolitých žíl hlavného luciabanského ťahu, čo zodpovedá aj geografickej polohe (blízkosť ku Fichtenhüblu). Ide tu hlavne o výplň kremitú, v ktorej sú v hniezdach a vtrúseninách sulfidy: chalkopyrit, pyrit, galenit, sfalerit a siderit.

5. Niektoré Pb-Zn výskyty severného pruhu východnej oblasti

A. Najpozoruhodnejším výskytom severného pruhu oloveno-zinkových výskytov sú žily juhozápadne od Kojšova. V minulosti boli vykonané na týchto žilách aj rozsiahlejšie banské práce vo viacerých udelených banských mierach. Žily sú azda najkrajším príkladom horizontálnych zmien mineralizácie v celom Spišsko-gemerskom rudohorí.

Ide o systém viacerých paralelných sideritových žíl, ktoré sú v strednej časti doliny Grellenseifen v gelnickom chotári otvorené a ťažené závodom Spišských železorudných baní — Mária huta. Tieto sideritové žily pokračujú smerom na východ až juhovýchod cez rozvodný hrebeň medzi dolinou Grellenseifen a dolinou Kojšovského potoka až do priestoru juhozápadne a južne od obce Kojšov. V celej tejto dĺžke (3,5—4 km) sa minerálna výplň dvoch najsúvislejších a najdlhších žíl niekoľkokrát mení. V priestore Grellenseifenu pozostáva výplň žíl zo sideritu, veľmi

ojedinele pristupujú sulfidy medi, pyrit, baryt, rumelka. Na rozvodnom hrebeni ku Kojšovu rapídne pribúda v sideritovej žilovine arzenopyritu, antimonitu, podstatne viac je kremeňa. Postupne smerom k východu, na kojšovskej strane rázsochy na žilách prevládajú už sulfidy: galenit, sfalerit, arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit v kremennej výplni, kým siderit úplne ustupuje. Juhovýchodne od Kojšova prechádzajú potom tieto dve žily do nesúvislých, drobných výskytov antimonitových, ktoré sú usporiadané v priamej línii už opísaných žíl komplexných sulfidov.

V pozdĺžnom profile od západu na východ vidno teda na týchto žilách primárne horizontálne rozdiely v mineralizácii. Jednotlivé kovy boli vynášané v časove rôznych mineralizačných etapách, avšak je viditeľné veľmi výrazne zakaždým iné usporiadanie tepelných centier, v dosahu ktorých dochádzalo k tvorbe výplní.

B. Na lokalite *Suchý vrch juhovýchodne od Kojšova* sa po nesúvislých antimonitových výskytoch opäť stretávame v línii toho istého tektonicko-ložiskového ťahu (XVII) s výskytom oloveno-zinkových rúd s inými sulfidmi. Výskyt leží v horninách kambrosilúru, patrí prvému genetickému typu, t. j. ide o žilník až impregnácie širšieho pásma pyritom, chalkopyritom, arzenopyritom, galenitom, sfaleritom, kremeňom, tetraedritom. Východy tohto výskytu sú viditeľné jednak v lesnej vrstevnicovej ceste, ktorá ide z Kojšova severným svahom Kojšovského potoka až na Suchý vrch, a tiež v príkrych, skalnatých svahoch Kojšovského potoka v údolí, západne od Suchého vrchu. Pásmo je široké niekoľko metrov, povrch silne zoxydovaný a pokrytý oxydmi železa, medi a arzénu. Horniny zrudneného pásma sú silne chloritizované.

C. Tretí, málo známy výskyt oloveno-zinkovej rudy sa vyskytuje na severných svahoch *Štirkenbergu južne od Mníška nad Hnilcom*. Leží tiež v horninách kambrosilúru, v tektonicko-ložiskovom ťahu XX (v zmysle Ilavského 1957). Patrí taktiež prvému genetickému typu. Ide tu tak isto o výplne komplexných sulfidov v horninách kremencovo-porfyroidových, zložené z arzenopyritu, galenit-sfaleritu, chalkopyritu a pyritu s pyrhotínom. V rudnine pyritovej došlo miestami k intenzívnemu a anomálnemu nahromadeniu turmalínu. Časti zrudnené sulfidmi sú presiaknuté jemnozrnným až difúznym kremeňom a tiež chloritom. V pozdĺžnom i priečnom smere v tomto pásme došlo k určitej diferenciácii a separátnemu vyzrážaniu jednotlivých sulfidov na osobitných miestach. V dôsledku toho sú tu vyvinuté časti, ktoré majú prevahu pyritu, iné sú v podstate arzenopyritové, ďalšie sú meďnaté a niekoľko z nich je prevažne galenitového zloženia. Lokalita je t. č. v prieskume, ktorý iste donesie rad príspevkov o geológii a mineralógii tohto terénu (Hladík S., Návesňák J. 1957–58).

Oloveno-zinkové výskyty západnej oblasti

Pb-Zn výskyty tohto západného rajónu sú oveľa rozptýlenejšie ako v oblasti východnej. Vystupujú na viacerých lokalitách vo väčšom počte tektonicko-ložiskových pruhov, nemajú také výrazné rozmiestenie, nie sú ani tak veľké, naproti tomu sú z literatúry a zo starších banských prác známejšie ako výskyty východnej oblasti (Maderspach 1877, Eisele 1909, Papp 1919, Beňo 1957). Niekoľko výskytov tejto oblasti však nebolo opísaných, a preto ich v ďalšom uvádzame.

1. Rochovce — Dubina a Drábska

Výskyty komplexných rúd ležia severovýchodne od obce vo vzdialenosti 2 km. Osou ložiskového terénu tečú potoky Dubina a Drábska v smere S—J. Terén leží 1 km severovýchodne od známeho ložiska Margita pod Ochtinskou Dúbravou, opísaného Eiselem (1909), Pappom (1919) a Beňom (1957).

Na rozdiel od ložiska Margita rochovecké výskyty ležia v drobovo-piesčitom vývoji vrchného karbónu, a to presne na línii styku gemeríd a veporíd (Zoubek — Snopko, 1957). Droby a drobové pieskovce obsahujú vložky diabázových tufitov. Zrudnenie sa drží drôb a pieskovcov. Stratigraficky vyššie ležia grafitické bridlice a vápence Dúbravy, ktoré sú miestami zmenené metasomaticky v dolomity a dolomitické magnezity.

Geneticky a tvarove ide tu o impregnačný až žilníkovo-žilný typ zrudnenia, veľmi nepravidelných priestorových tvarov. Rozmiestenie zrudnených častí je odvislé od tektonických porúch (Ševčík 1956).

Mineralogická výplň je pomerne pestrá a skladá sa z pyritu, pyrhotínu, galenitu, sfaleritu, arzenopyritu, chalkopyritu, spekularitu, antimonitu, ankeritu a kremeňa. Určitá odlišnosť v zrudnení sa javí v priestore tým, že niektoré úseky zrudnenej plochy sú bohatšie na jeden, iné zasa na druhý, prípadne tretí minerál, obdobne ako sme to uviedli pre lokalitu Štirkenberg. Tak okolo potoka Dubina prevláda vo výplni pyrit, arzenopyrit a galenitu-sfaleritu je málo, zatiaľ okolo potoka Drábska prevládajú galenity a sfalerity na úkor iných. V miestach blízkych sútoku obidvoch potokov sa zasa vyskytuje antimonitová žila (Ševčík 1956).

Pri orientačnom chalkografickom rozbore sa ukázalo, že najstaršími minerálmi sú pyrit a arzenopyrit. Ich pomerne veľké zrná sú hodne drvené, zaoblené a korodované mladšími minerálmi, ktoré ich prenikajú alebo stmelujú. Napr. spekularit vniká do trhlín v pyrite, galenit-sfalerit obaľujú agregáty pyritu a arzenopyritu. Sfalerit intímne prerastá s chalkopyritom a pyrhotínom, kryštalizoval s nimi asi súčasne. V jeho nepravidelných útvaroch sú veľmi často typické emulzné štruktúry, tvorené úzkymi tyčinkami pyrhotínu a chalkopyritu. Galenit má tiež

rozmanité formy vetvovité, kvapkovité, prípadne tvorí tiež emulzné štruktúry so sfaleritom, čo svedčí o ich súčasnej kryštalizácii. Napriek tomu je vo väčšine prípadov galenit zjavne mladší ako sfalerit, často ho koroduje a zatláča. Najmladšími členmi minerálnej asociácie sú antimonit, ankerit a kremeň. Ich vzájomný vzťah k ostatným minerálom je málo výrazný, pretože vystupujú samostatne a diferencovane od predošlých minerálov.

2. Jelšavská Dúbrava

Ložisko oloveno-zinkových rúd opísal už Papp (1919). Leží na južnom svahu vrchu Dúbrava (684 m) v banskom poli Paul, a to na starej ceste — pôvodne úzkokoľajnej železnici, ktorá išla od magnezitového závodu smerom do Jedľovca. Pri kóte 364 m je aj Pb-Zn zrudnenie, ktoré bolo v minulosti otvorené niekoľkými krátkymi štôlničkami, prístupnými aj dnes.

Výskyt leží v komplexe dolomitov a dolomitických magnezitov Dúbravy, známej magnezitovej lokality. V štôlničkách banského poľa Paul vidno, že dolomity a vápence majú aj vložky tmavých grafitických bridlíc a zelenavých diabázových tufitov, čo je typické pre tunajší vrchný karbón (Fusán 1957). Podľa Pappa leží hlavná časť ložiska na rozhraní diabázových tufitov a dolomitov, avšak v štôlničke na východnej strane vidno, že takáto geologická pozícia nie je stabilná, Pb-Zn zrudnenie sa drží v zásade pozdĺžnej poruchy smeru V—Z, ktorá prebieha aj cez vápence bez vložiek diabázových hornín. Úklony ložiska sú 50—70° k juhu.

Forma výskytu je obdobná Ochtinskej Dúbrave (Beňo 1957), ide o metasomatické žilné telesá vo vápencoch a dolomitoch. Tvary sú nepravidelné. Zrudnenie je kvantitatívne koncentrované v žile, postupne na okraje do karbonátových hornín sa Pb-Zn minerály rozptyľujú. Inou formou výskytu zrudnenia je selektívna metasomatóza po vrstevnatosti vápencov, ďalší druh nepravidelné hniezda v smere V—Z.

Minerály ložiska podľa Pappa, a doplnené nami, sú sfalerit, galenit, smitsonit, hemimorfit, ceruzit, krokoit, pyrit, chalkopyrit, antimonit, arzenopyrit, ankerit, kremeň. Štruktúry výplne sú impregnačné a brekciovité. Sfalerit a galenit zatlačujú karbonáty, vytvárajú v nich hniezda, sietivá, žilky, takže cementujú karbonáty (ankerit a kalcit). Sfalerit je medovožltej farby, má emulzné štruktúry s vylúčeninami chalkopyritu, ktorého je málo. Galenitu býva menej ako sfaleritu, je oniečo mladší, spolu sa často intímne prerastajú, alebo galenit zatlačuje sfalerit. Pyrit a arzenopyrit sú akcesorické, ich zvyšky sú obalené mladšími sulfidmi. Ankerit má asi dvojaké paragenetické postavenie: starší je atakovaný sfaleritom, mladší spolu s kremeňom stmeľuje všetky sulfidy.

Z rudniny sa urobilo niekoľko orientačných spektrálnych rozborov v laboratóriu VSRP, Spišská Nová Ves, ktorých výsledky sú:

Č. vzorky	nad 1 %	1—0,01 %	pod 0,01 %	probl.
1	Ca, Fe, Mg, Mn, Pb	Al, Si, Zn,	Cu	Ag, Co, Cd, Sb, Cr
2	Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Si	Cu, Zn	Co, Cd, Pb, Sb	Ag, Ba, Cr, Ti
3	Ca, Fe, Mg, Mn, Zn	Pb	Ag, Al, Ba, Cd Cu, Si	Sb

3. Slavošovce

Výskyt leží na hradskej vedúcej od slavošovskej papierne do Čierne Lehoty, a to vo východnom svahu nad cestou v západnom okolí kóty 512 (nová reambul. mapa 1 : 25 000). Ide o žilník drobnejších žíl, z ktorých hlavná bola v minulosti sledovaná štôlničkou z úrovne potoka, teda ešte o niečo nižšie, ako leží terajšia hradská.

Zrudnenia patria komplexným asociáciám druhého genetického typu. Ležia vo veporidnom karbóne, a to v epiarkózach a pieskovcoch s vložkami tmavých fylitov. V blízkosti sú aj obzory zlepencov. Karbón tu leží pomerne plytko na veporidných žulách, ktoré vystupujú na južnej strane rieky Štítnik.

Formou zrudnenia je širšie žilníkové pásmo kremenných žiliek, mocných do 40 cm, ktoré pretínajú v rôznych smeroch karbónske arkózy a pieskovce. V kremenných žilkách býva vtrúsené rôzne množstvo sulfidov, ktoré impregnujú okolné horniny aj samostatne alebo spolu s kremeňom. Sú to buď jemnozrnné vtrúseniny alebo hniezdá a zhluky. Najhojnejší vo výplni býva biely alebo tmavošedý kremeň, potom pyrit, pyrhotín, siderit, chalkopyrit. Pyrit máva dvojaký vývin: kryštalický a kolomorfný, obidve formy sú blízko seba, čo svedčí o menlivom charaktere roztokov, z ktorých sa vylúčili. Kryštalické zrná pyritu sú drvené a stmelené kremeňom a sideritom, ktorý je voči kremeňu oniečo mladší. Od týchto mladší je chalkopyrit, ale skoro súčasný so sideritom. Chalkopyrit však vytvára aj samostatné väčšie hniezda a žilky. S ním sú intímne spojené galenit a sfalerit. Pyrhotín je akcesorický.

Sukcesia výplne začínala pyritom a arzenopyritom, prípadne aj pyrhotínom, ktorý sa oniečo omeškával voči pyritu. Taktiež oniečo neskôr sa vylučoval kolomorfný pyrit; periodicky s kremeňom tvoria spoločnú zonárnu štruktúru. Tieto staršie minerály sú tmelené kremeňom, ktorý má miestami drúzovitý vývin, typický pre otvorené pukliny. Ďalšia fáza bola karbonátová (siderit) a napokon sfalerit, chalkopyrit a galenit.

Spektrálny rozbor bežnej rudnej vzorky vykázal toto zloženie (rozbor urobil ÚVR, Kutná Hora):

nad 1 %	1—0,01 %	pod 0,01 %	problem.
Al, Fe, Si	Ca, Cu, Mn, As, Mg	Ag, Co, Cr, Ni, Pb, Zn, Sb, Bi, Ti, V	Ba, Ga

Ďalšie výskyty oloveno-zinkových rúd v tejto západnej oblasti sú malé, rozptýlené a neboli dosiaľ spracované, okrem ložiska Margita na Ochtinskej Dúbrave (Beňo 1957) a výskytu Delkovej severovýchodne od Jelšavy (Ševčík 1955).

Všeobecne nevidno v tejto západnej oblasti takých pravidelností v rozšírení oloveno-zinkových rúd ako v oblasti východnej. Celkový ráz rudných výskytov tu na západe je parageneticky pestrejší, zdá sa, že je vyššie termálny. Na niektorých výskytoch sú vyššie obsahy zlata (Križko 1930), čo dáva celkove veporidný ráz tejto oblasti (napr. Nízke Tatry).

Je pozoruhodné, že oloveno-zinkové výskyty tejto západnej oblasti sú mineralogicky jednaké, hoci ležia pritom v rôznych jednotkách: jedny vo veporidách (mezo- až katakryštalinikum), druhé v gemeridných útvaroch (epizónie).

Niekoľko poznámok ku genéze oloveno-zinkových rúd Spišsko-gemerského rudohoria

Na základe týchto predbežných výsledkov štúdií oloveno-zinkových rúd v Rudohorí možno tu uviesť niekoľko genetických postrehov a vývodov.

V prvom rade vidno, že paragenetické postavenie a mineralogické zloženie pulzačnej fázy s minerálmi olova a zinku (galenitu, sfaleritu, prípadne i ďalších, ako kobelit atp.) je u všetkých výskytov západnej i východnej oblasti skoro rovnaké. Na priloženej tabuľke sme sa pokúsili paralelizovať paragenézy všetkých dosiaľ podrobnejšie preštudovaných lokalít. Vyplýva z nej v prvom rade, že rozdelenie výskytov oloveno-zinkových rúd na tri genetické typy je v zásade správne a odôvodnené. K vyzrážaniu a uloženiu komplexných sulfidov došlo buď na starších, už existujúcich sideritových ložiskách znovuotvorením žilných puklín, alebo na osobitných miestach mimo sideritových starších žíl, avšak zhruba v areáli ucelenom a priestorove jednotnom pre obidva typy, teda v obidvoch oblastiach, vo východnej i západnej.

Druhým charakteristickým znakom je, že sukcesia, paragenéza a mineralogické zloženie polymetalickej pulzačnej fázy je u všetkých výskytov prvých dvoch genetických typov jednaká. Začína sa arzenopyritom a pyritom. Na lokalitách v bližšom dosahu tepelných centier (Ilavský 1957) začína prípadne asociáciou kasiterit-apatitovou (Alžbeta) (Fusán — Kantor 1953) alebo turmalinickou (Hladík — Návesňák 1958, Štirkenberg). Na iných lokalitách nie sú

prejavy termality také výrazné a uplatňuje sa tu viac Ni-Co-Bi asociácia (Trochanka).

Po slabšom tektonickom porušení pokračuje vylučovanie v tejto fáze sfaleritom, chalkopyritom, galenitom a tetraedritom Hg, Cu, Bi, Sb. Niekedy býva prítomný aj antimonit v samostatných mineráloch ako posledný v sukcesii (Jelšavská Dúbrava, Rochovce, Ochtinská Dúbrava, Kojšov). Celú túto pulzačnú fázu s komplexnými sulfidmi zaraďujeme do piatej pulzačnej fázy hydrotermálneho zrudnenia v zmysle Ilavského (1957).

Pred polymetalickou pulzačnou fázou s oloveno-zinkovými minerálmi sa na jednotlivých výskytoch zachovala buď sideritová pulzačná fáza (tretia v zmysle Ilavského, l. c.), alebo nadobudla väčšieho rozsahu pyritová fáza, ktorú by sme mohli paralelizovať s druhou pulzačnou fázou Ilavského (Slavošovce, Bystrý potok, tiež Smolník — pyritové ložisko) alebo azda s piatou alebo štvrtou, súdiac tak hlavne podľa sideritovej fázy v Slavošovciach, ktorá sa vylúčila po pyritovej, ale pred polymetalickou.

Časove za polymetalickú pulzačnú fázu treba na základe paralelizačnej tabuľky zaradiť antimonitové zrudnenie, ktoré sa začína buď prítomnosťou antimónu a antimonitu na polymetalických ložiskách (pozri tabuľku), alebo sa antimonity vyzrážali na samostatných antimonitových žilách, ležiacich plošne veľmi blízko polymetalických ložísk (Hummel, Kojšov, Rochovce, Bystrý potok). Toto antimonitové zrudnenie zodpovedá v zmysle Ilavského (1957) ôsmej pulzačnej fáze, ktorá sa javí s časťou ortutnatých výskytov (Hg prítomná tiež v tetraedritoch polymetalických výskytov !) v Spišsko-gemerskom rudohorí relatívne najmladšou. Zaraďujeme ju časove do alpskej metalogénnej epochy a jej vznik možno vysvetliť regeneráciou starších, polymetalických, neskorohercynských ložísk, v ktorých sa Sb a Hg vyskytujú v tetraedritoch.

Preštudované výskyty oloveno-zinkových rúd, ich geografické rozloženie, mineralogicko-paragenetické pomery a postupnosť mineralizácie, ako i postavenie olova a zinku v nej dovoľujú podať náčrt horizontálneho a vertikálneho rozšírenia oloveno-zinkových rúd.

Ako východný, tak aj západný úsek s oloveno-zinkovými rudami ležia v ústredných častiach Rudohoria (v zmysle šírky). Plocha rozloženia východného úseku Pb-Zn rúd sa kryje zhruba s plochou predpokladanej centrálnej intrúzie gemeridnej žuly (Ilavský 1957). Plocha západného úseku Pb-Zn rúd leží zasa okolo rozhrania veporíd a gemeríd, kde sa taktiež predpokladá tepelné centrum v neveľkej hĺbke, potvrdené Fusánom nálezom žuly pri Petrove (1957).

Mimo týchto plôch sa oloveno-zinkové minerály vo významnejšom množstve na ploche gemeríd nevyskytujú, vynímajúc tretiu — južnú oblasť okolo Plešiveckého Ardova. Táto oblasť v Juhoslovenskom krase je však mineralogicky a parageneticky tak odlišná od výskytov v paleozoiku gemeríd, že ju nemožno geneticky vôbec porovnávať s prvými dvoma.

Z tohto plošného rozšírenia Pb-Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí vyplývajú aj ich vertikálne pomery a ich hĺbkový dosah a rozsah. V pozdĺžnom i priečnom profile Rudohorím možno plochy ich rozšírenia interpretovať v strechách (plášťoch) podpovrchových súvislejších, väčších más gemeridných žúl, teda v ich bližšom tepelnom dosahu. Zatiaľ plochy a priestory vzdialenejšie od týchto elevácií žulových más, zodpovedajúce depresiám okrajov Rudohoria, nemajú výraznejšie koncentrácie olova a zinku.

Pokiaľ ide o jednotlivé genetické typy Pb-Zn rúd a ich praktický význam, sú medzi nimi určité rozdiely:

Typ prvý — komplexné sulfidy s Pb-Zn minerálmi na samostatných ložiskách — má dva subtypy: a) impregnačný (až žilníkovitý) a b) metasomatický vo vápencoch karbónu alebo staršieho paleozoika.

Kým prvý subtyp (impregnačný) má t. č. ešte nejasné postavenie z praktického stanoviska a na niekoľkých lokalitách sa rozpracováva, zatiaľ druhý subtyp — metasomatický bol na niekoľkých lokalitách preverený ako bilančný, avšak nepriemyslový. Značné plochy karbonátových hornín karbónu v západnej oblasti (Jelšava—Štítnik—Slavoška) dávajú tomuto subtypu značné perspektívy.

Typ druhý — sideritové žily s Pb-Zn minerálmi sa vyznačujú všeobecne malou koncentráciou olova a zinku, sotva dosahujúcou hranicu bilančnosti. Treba tu však uvažovať o komplexnom využití veľkého počtu polymetalických žíl súčasne na väčších sústredenejších plochách (napr. vo východnej oblasti).

Tretí typ — v južnej oblasti (Slovenský kras) je geneticky a tvarove i perspektívami odlišný od predošlých dvoch typov. Svojou geologickou pozíciou vo veľkých areáloch karbonátových hornín a zrejme mladším — alpínskym — vekom má značné perspektívy, ktoré však treba preveriť na pomerne veľkých plochách podrobnými vyhľadávacími prácami pomocou štruktúrno-tektonických a geochemických metód.

Záver

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa vyskytujú oloveno-zinkové rudy väčších (aj priemyslových) koncentrácií v troch oblastiach: západnej, východnej a južnej. Genetické typy sú tu zhruba tri, pričom dva z nich sú charakteristické pre oblasť gemeridného paleozoika, tretí vystupuje len v oblasti južnej — v Slovenskom krase. Parageneticko-mineralogický ráz výskytov západnej a východnej oblasti na jednej strane a oblasti južnej na strane druhej vystihuje aj vekové začlenenie Pb-Zn zrudnenia na tomto území do dvoch metalogénnych epoch.

Výskyty východnej a západnej oblasti, ležiace v paleozoiku gemeríd, patria podľa paragenetického postavenia pulzačnej polymetalickej fázy na sideritových žilách do obdobia neskorovarijského. Výskyty južnej oblasti, ležiace v mezozoiku Juhoslovenského krasu, patria podľa mineralogicko-paragene-

tického zloženia a geologicko-štruktúrnych pomerov do terciérneho, neskoroalpského metalogénneho obdobia.

31. III. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

[1] Beňo J., 1957: K mineralógii zrudnenia Pb-Zn pri Ochtinej. Čas. pro min. a geol. II, 1. Praha. — [2] Eisele G., 1907: Gömör es Borsod várm. bányaszati és kóhaszati monografiája. Banská Štiavnica. — [3] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemerid. Geol. práce, 46. Bratislava. — [4] Fusán O., Kantor J., 1953: Chalkografické pozorovanie na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom potoku. Geol. sbor. IV, 3—4. Bratislava. — [5] Fusán O., Kantor J., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Švedlár. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [6] Hak J., Kupka Fr., 1958: Identifikace kobellitu z Hummelu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Čas. pro min. a geol. III, 1. Praha. — [7] Hladík St., Návesňák J., 1958: Výročná zpráva o prospekcii závodu Mníšek nad Hnilcom za rok 1957. VSRP Spiš. Nová Ves. — [8] Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. VSRP Spišská Nová Ves. Rukopis. — [9] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, 46. Bratislava. — [10] Križko P., 1930: Výskyty užitočných nerastov na Slovensku. SIA. Pam. bratisl. odboru Spol. čs. inž. 1919—1929. Brno. — [11] Maderspach L., 1877: A Pelsöcz-Ardoi czink és gálma fekhelyek. Földt. Közl. VII. Budapest. — [12] Pácal Z., 1956: Stručný nástin historie dolování na zinkové a olověné rudy u Ardova. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [13] Papp K., 1919: Die Eisenerz — und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. — [14] Pikart V., 1955: Výročná zpráva o prieskume za rok 1954. Problém Medzev-Fe-Hummel. VSRP Spišská Nová Ves. Rukopis. — [15] Pouba Zd., 1951: Olověno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránské plošiny (střední Slovensko). Rozpr. II. tř. Čes. akad. věd. LXI, 4. Praha. — [16] Rozlozsnik P., 1913: Die Montangeologischen Verhältnisse von Arany Ida. Mitteil. aus d. Jahb. d. k. ung. geol. RA. Budapest. — [17] Ševčík R., 1956: Výročná zpráva o prospekcii závodu Jelšava za rok 1956. VSRP. Spišská Nová Ves. Rukopis. — [18] Zoubek V., Snopko L., 1954: Zpráva o geologických výzkumech styku veporid a gemerid medzi Slavošovci a Rejdovou. ÚÚG. Zprávy o geologických výzkumech. Praha. Rukopis.

JÁN ILAVSKÝ - JÁN BEŇO

ZUR GEOLOGIE UND MINERALOGIE EINIGER VORKOMMEN VON Pb-Zn ERZEN IM ERZGEBIRGE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE

In der Arbeit bringen die Autoren kurze Erkenntnisse über die Untersuchung der Pb-Zn Vorkommen im Erzgebirge Spišsko-gemerské rudohorie (Zips-gömörer Erzgebirge in den westlichen Zentralkarpaten). Sie unterscheiden drei genetische Typen von Pb-Zn Vorkommen: 1. komplexe Sulfide und Sulfosalze der Metalle Pb, Zn, As, Cu, Sb, Hg, Ag, Au, stellenweise noch Ni, Co, u. zw. auf selbständigen stockwerkartigen Impregnationslagerstätten, oder auf metasoma-

tischen Lagerstätten, 2. komplexe Sulfide und Sulfosalze derselben Metalle auf den Sideritgängen, 3. Lagerstätten von Pb-Zn Erzen einfacher Paragenese mit Galenit und Sphalerit. Während die ersten zwei Lagerstättentypen in paläozonischen Einheiten der zentralkarpatischen Einheit der Gemeriden liegen (epimetamorphierte, sedimentär-effusive Serien, oder in karbonischen Wacken und Kalken), liegt der dritte Typ in den mesozoischen Kalken der südslowakischen Trias.

In der räumlichen Verbreitung der Pb-Zn Erze kann man drei Gebiete unterscheiden: 1. westliches Gebiet (die Umgebung der Gemeinden Jelšava und Štítnik), 2. östliches Gebiet (Švedlár—Smolník—Zlatá Ida—Kojšov—Mníšek nad Hnilcom) und 3. südliches Gebiet (südlich von Rožňava, in der Umgebung von Plešivecké Ardovo). In den ersten zwei Gebieten sind die genetischen Typen 1. und 2., im dritten Gebiete Typ 3. vertreten.

Im weiteren wird die Beschreibung einiger neuer Vorkommen von Pb-Zn Erzen in dem östlichen Gebiete, u. zw. auf den Lokalitäten Hummel, Trochanka, Kostolná dolina und Nad krížom in der Gemeinde Vyšný Medzev gebracht. Hier kommen hauptsächlich die Pb-Zn Vorkommen des zweiten genetischen Typs, d. h. Sideritgänge mit Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Tetraedrit (Cu, Sb), Arsenopyrit, Pyrit, Glaukodot, Kobellit, Antimonit, Gangmagnetit usw. vor. Die Sukzession, Paragenese und Pulsationsphasen sind in der Tabelle im slowakischen Text dargestellt.

Im nördlichen Streifen des östlichen Gebietes herrschen Pb-Zn Vorkommen des zweiten genetischen Typs vor. Es handelt sich grösstenteils um Impregnationsvorkommen. Die mineralogischen und paragenetischen Verhältnisse sind den vorerwähnten analog. Auf manchen Lokalitäten kommen auch hochthermale Assoziationen mit Apatit, Kassiterit, Turmalin vor. Auf manchen Lokalitäten ist die Pyrit-Pulsationsphase stärker entwickelt (siehe Tabelle im slowakischen Text).

Im westlichen Gebiete (Jelšava—Štítnik) beschreiben die Autoren auch einige Vorkommen von Pb-Zn Erzen des ersten, wie auch des zweiten genetischen Typs. Die mineralogischen und paragenetischen Verhältnisse sind mit dem östlichen Gebiete übereinstimmend. Auf der Lokalität Slavošovce sind die Pulsationsphasen von den übrigen etwas abweichend (siehe die Tabelle im slowakischen Text). Die Lagerstätten liegen in epimetamorphierten Serien der Gemeriden und in den meso- bis katametamorphierten Gesteinen der tektonischen Einheit der Veporiden.

Auf der im slowakischen Text beigelegten Tabelle parallelisieren dann die Autoren einzelne Vorkommen und vergleichen das östliche und westliche Gebiet einerseits mit dem südlichen Gebiet anderseits. Dabei konstatieren sie, dass die im Paläozoikum liegenden Pb-Zn Vorkommen des östlichen und westlichen Gebietes im Bereiche der thermischen Zentren der gemeriden Granite entstanden sind und dem spätvariszischen metallogenen Zyklus angehören, wobei sie einen Impregnations- oder metasomatischen Charakter besitzen. In der Nähe dieser Vorkommen von komplexen Sulfiden entstanden im spätalpidischen metallogenen Zyklus die Antimonitlagerstätten, u. zw. durch die Regeneration der älteren spätvariszischen Lagerstätten mit Tetraedriten (Cu, Sb, Hg) im Sinne Schneiderhöhn's (1953).

Die Pb-Zn Vorkommen des südlichen Gebietes, die in den mitteltriadischen Kalken des Gebirges Slovenský kras liegen, besitzen eine einfache Paragenese und Mineralogie (bloss Galenit und Sphalerit). Sie sind metasomatisch im spätalpidischen Zeitraum entstanden. Wahrscheinlich sind sie von dem miozänen Vulkanismus des innenkarpatischen Bogens der Andesit-Dazite abhängig.

31. III. 1958

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava
Ostslowakische Erzforschung, Sp. Nová Ves

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

		I (2. pulz. fáza)	II (3. pulz. fáza)	III (5. pulz. fáza)	IV (8. pulz. fáza)
1	Hummel	Ø	siderit	arzenopyrit, pyrit-sfalerit-chalkopyrit-tetraedrit- (Sb) galenit	pyrit-antimonit + SiO_2
2	Trochanka	Ø	siderit	arzenopyrit-pyrit-sfalerit-galenit-tetraedrit (Sb) glaukodot	Ø
3	Kostolná dol.	Ø	siderit	arzenopyrit, pyrit-sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit (Sb)	Ø
4	Nad Krížom	Ø	siderit	arzenopyrit, pyrit-sfalerit, galenit, chalopyrit	Ø
5	Kojšov JZ	Ø	siderit-baryt	arzenopyrit-galenit, sfalerit, chalkopyrit tetraedrit (Sb, Hg)	antimonit + + pyrit + SiO_2
6	Suchý vrch	Ø	Ø	arzenopyrit, pyrit-sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit (Sb)	antimonit + SiO_2
7	Štirkenberg	Ø	Ø	arzenopyrit, pyrit-sfalerit, galenit-chalkopyrit, tetraedrit (Sb)	antimonit + SiO_2
8	Alžbeta (Fusán-Kantor 1953)	pyrit, pyrhotín	Ø	kasiterit, pyrit-sfalerit, galenit, apatit arzenopyrit tetraedrit (Sb)	antimonit + SiO_2
9	Rochovce	Ø	Ø	pyrit -sfalerit, galenit, chalkopyrit-antiarzenopyrit monit	antimonit + SiO_2
10	Jelšavská Dúbrava	Ø	Ø	arzenopyrit-sfalerit, galenit, chalkopyrit-pyrit antimonit,	Ø
11	Slavošovce	pyrit-arzenopyrit pyrhotín	siderit-ankerit	sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit (Sb)	
12	Ochtinská Dúbrava (Margita) (B e ň o 1957)	Ø	Ø	arzenopyrit-sfalerit, chalkopyrit, galenit-antimonit, pyrit tetraedrit (Sb, Hg)	
13	Plešiv. Ardovo	Ø			sfalerit galenit
			neskorohercynské obdobie variskej metalogénnej epochy		alpínska metalogénna epocha

BLAHOSLAV ČÍČEL

PRÍSPEVOK K MINERALÓGII BAUXITOV Z OKOLIA MOJTÍNA

(Anglické resumé)

MNV obce Ďurďové poslal v rámci akcie ľudového výskumu na zistenie vzorku červenohnedého nerastu na mineralogický rozbor. Analýzou sa zistilo, že ide o kaoliniticko-hydrargilitový bauxit s obsahom hydrátov železa a böhmitu.

Lokalita Ďurďové patrí ku skupine známych lokalít v oblasti Mojtína, Pružiny a Domaniže. Mineralogickým rozborom bauxitov z lokalít pri Mojtíne sa zaoberal A. Orlov (1937). Podľa neho je tu bauxit zastúpený radom veľmi variabilných foriem, ktorých farba kolíše od gaštanovohnedej cez hnedožltú a žltú až k celkom bielej. U žltých a bielych typov pokladá za hlavnú zložku monohydrát hliníka, prítomný pravdepodobne ako böhmit. SiO_2 je viazaný ako haloyzit. U hnedých typov so železitými pizolitmi je mineralogické zloženie komplikovanejšie; v značnom množstve sa tu vyskytujú zlúčeniny kaolinitického a alofánového typu; popri monohydráte kysličníka hlinitého považuje za možnú aj prítomnosť trihydrátu (hydrargilitu).

Železo považuje za viazané vo forme goethitu, TiO_2 vo forme hydroxydu. Okrem toho našiel v bauxite turmalín.

Tieto údaje získal A. Orlov (1937) mikroskopicky a chemickou analýzou modifikovanou pre mineralogické účely. B. Zorkovský (1952) týmito metódami spracoval mineralógiu východoslovenských bauxitov z Markušoviec. Ak porovnáme jeho prácu s prácou J. Kontu (1954), vidíme, že metódy termickej a röntgenografickej analýzy dávajú presnejšie kvalitatívne údaje. Bauxity z okolia Mojtína ešte neboli týmito metódami spracované.

Poznanie mineralogického zloženia bauxitov je dôležité na určenie druhu väzby kysličníka hlinitého. Pre technologické spracovanie bežnými metódami je Al_2O_3 viazaný v silikátoch nezískateľný. Vhodný je iba Al_2O_3, viazaný vo forme hydrátov (hydrargilit, diaspor, böhmit). Mineralogický rozbor môže vniesť jasno aj do otázky genézy bauxitov v tejto oblasti a tým aj do otázky nádejnosti nálezov nových lokalít s hospodárskym významom.

Metodika mineralogického rozboru

Ako som v úvodnej časti spomínal, jestvujú tri spôsoby, ktorými je možné stanoviť mineralogické zloženie bauxitov:

a) chemický rozbor, pri ktorom využívame rozdielne chemické vlastnosti jednotlivých minerálov,

b) termický rozbor, metóda diferenciálnej termickej analýzy (DTA) a vážkovej termickej analýzy (VTA) — v literatúre bežne uvádzané dehydratačné krivky,

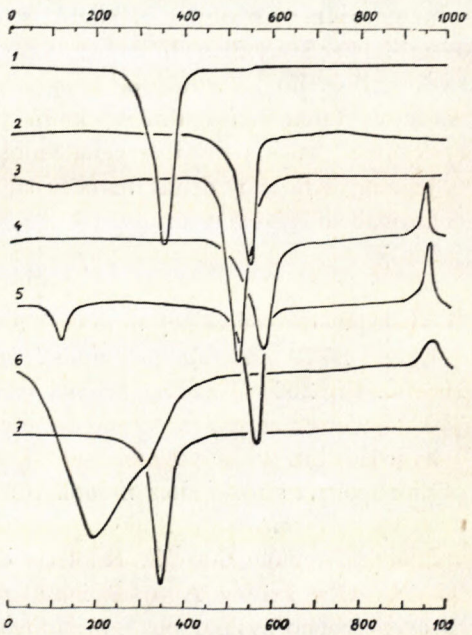
c) röntgenografická analýza.

Metóda modifikovaného chemického rozboru má nevýhodu v tom, že vlastnosti jednotlivých minerálov nie sú selektívne, a preto výsledky nedávajú jednoznačné údaje o kvalite a množstve. Okrem toho je chemická analýza pre tieto účely nákladná a zdĺhavá. V práci A. Orlova (1937) a B. Zorkovského (1952) vidieť snahu o kvantitatívne vyčerpanie dát chemickej analýzy, čo ich vedie k predpokladaniu prítomnosti niektorých minerálov, ktoré tam nie sú (alofán, holoyzit, v práci B. Zorkovského goethit a gibbsit). Na druhej strane môžu zostať nepovšimnuté niektoré minerály s vlastnosťami podobnými niektorej skupine hľadaných minerálov [hematit v práci B. Zorkovského (1952) nie je spomínaný, kým J. Konta (1954) ho uvádza ako jednu z hlavných zložiek].

Značnú časť týchto nedostatkov odstraňuje termická analýza. Väčšina minerálov, ktoré sa nachádzajú v bauxitoch, je tepelne aktívna. To znamená, že pri zohrievaní dochádza k premenám spojeným so spotrebou alebo s uvoľňovaním tepla. Tieto zmeny sú charakteristické a sú selektívnymi znakmi pre skupiny minerálov, prípadne pre jednotlivé minerály. Diferenciálna termická analýza je podstatne rýchlejšia ako chemická a dá sa plne automatizovať. Jej nevýhodou je, že dáva iba kvalitatívne výsledky. Pre kvantitatívne práce sa nehodí.

Metóda vážkovej termickej analýzy dáva možnosť semikvantitatívneho stanovenia jednotlivých zložiek nájdených diferenciálnou termickou analýzou.

Treťou používanou metódou je rönt-



Obr. 1. Štandardy kriviek DTA (1) hydrargilit, (2) böhmit, (3) diaspor, (4) kaolinit, (5) halloyzit, (6) alofán, (7) hydrogoethit.

genová analýza. Princíp a prístroje sú všeobecne známe. Röntgenová analýza umožňuje odlíšenie jednotlivých kryštalických minerálov (napr. diaspor od böhmitu, hydrargilit od bayeritu a pod.). Dáva výsledky pri tepelne neaktívnych mineráloch. Je značne rýchla.

Pri mineralogických rozboroch vzoriek som použil diferenciálnu termickú analýzu, dehydratačné krivky, röntgenovú analýzu a na zistenie koloidného hydrátu kysličníka železitého som využil jeho dobrú rozpustnosť v zriedenej HCl. 3 g vzorky som 5 min. povaril v HCl 1 : 1. Po vychladnutí som nerozpustný zvyšok odfiltroval a podrobil termickému a röntgenografickému rozboru.

Termická charakteristika minerálov hydrargilitu, diasporu, böhmitu, kaolinitu, haloyzitu, alofánu a goethitu je na obr. 1. Krivky 1, 2, 3, 4, 5 a 7 sú z práce S. Speila, R. H. Berkelhamera, J. A. Paska a B. Daviesa (1945). Krivka 6 je z práce J. Kontu (1957).

Porovnávacie údaje pre röntgenovú analýzu sú uvedené v tabuľkách v texte.

Mineralogický rozbor bauxitu z Ďurďového

Makroskopický opis

Kusová vzorka hnedočervenej okrovej alebo šedobielej farby. Na reze sú viditeľné nevyplnené trhlinky. Základná masa bauxitu je okrová a šedobiela, pretkaná až milimeter silnými trhlinkami, ktoré sú zatečené tmavou hnedočervenou hmotou hydrargilitového bauxitu. Na fotografii 1 (tab. V.) je na oboch malých kusoch dobre viditeľná sieť trhliniek, ktorá pripomína vysušením rozpraskané bahno, do ktorého zatiekla hnedočervená hmota.

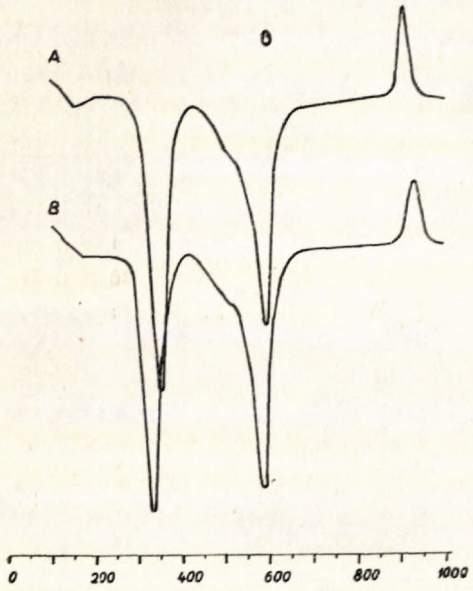
Jednotlivé farebné druhy bauxitu sú odlíšené ostrou hranicou a nikde pozvoľna neprechádzajú jeden v druhý.

Termická analýza

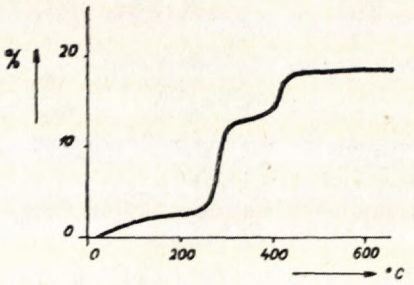
Výsledky diferenciálnej termickej a dehydratačnej analýzy sú na obr. 2 a 3.

Krivka DTA ukazuje prítomnosť malého množstva vlhkosti, ktorá uniká do 150 °C. Pri 280 °C začína prudká endotermná reakcia, ktorá má maximum pri 350 °C. Porovnaním s krivkami na obr. 1 vidíme, že ide buď o hydrargilit alebo o hydrogoethit. Po vyrovnaní teplôt začína ďalšia pretiahnutá endotermná výchylka spojená s rozkladom monohydrátu kysličníka hlinitého. Náhly zlom v priebehu výchylky pri 530 °C ukazuje začiatok intenzívneho rozkladu kaolinitu, ktorý vrcholí pri teplote 600 °C. Kaolinit charakterizuje aj exotermná výchylka nad 900 °C. Obe krivky A aj B majú rovnaký priebeh. Krivka B bola urobená zo svetlošedého zvyšku po 5 minútovom povarení v HCl 1 : 1. Z kriviek vidieť zmenu v pomere výchyliek kaolinitu a hydrargilitu. U krivky A je rozdiel 15 mm, u krivky B iba 6 mm. V HCl sa rozpustilo 25,20 % vzorky, z toho 16,92 % Fe_2O_3.

Z dehydratačnej krivky (obr. 3) môžeme odčítať, že hydrargilit a goethit viažu 10,60 % vlhkosti, kým kaolinit a monohydrát Al_2O_3 viažu iba 6,30 % vody.



Obr. 2. DTA krivky bauxitu z Ďurďového, (A) pôvodná vzorka, (B) vzorka po rozpúšťaní v HCl 1 : 1.

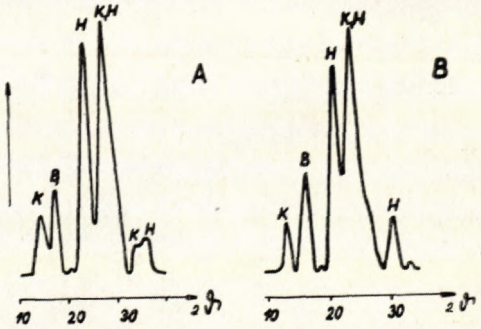


Obr. 3. Dehydratačná krivka bauxitu z Ďurďového.

Röntgenografická analýza

Výsledky röntgenovej analýzy pôvodnej vzorky sú uvedené v tabuľke 1. Ako zdroj röntgenových lúčov som použil odtavenú lampu s kobaltovou anódou a železným filtrom, napätie 24 kV, prúd 22 mA. Expozičná doba 3 hod. Pretože charakteristické čiary najdôležitejších minerálov ležia v oblasti uhlov 2ϑ 10° až 30°, použil som na sledovanie mineralogického zloženia na priechod s expozičnou dobou 6 hod. Získané snímky som fotometroval a redukoval na rovné pozadie. Krivky sú na obr. 4. Krivka A je redukovaný fotometrický záznam röntgenovej snímky pôvodnej vzorky, krivka B vzorky po povarení v HCl 1 : 1. Na krivkách sú čiary

7,2 kX	kaolinit
6,22 kX	böhmit
4,85 kX	hydrargilit
4,30 kX	kaolinit, hydrargilit
3,56 kX	kaolinit.



Obr. 4. Redukované fotometrické krivky röntgenových snímok bauxitu z Ďurďového, (A) pôvodná vzorka, (B) vzorka po rozpúšťaní v HCl 1 : 1, (K — kaolinit, B — böhmit,, H — hydrargilit).

Tabuľka 1

Č.	Ďurďové		Mojtín		hydrargilit		böhmit		kaolinit	
	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
1	7,22	str.	7,20	v. sl.					7,15	10
2	6,228	sl.	6,23	str. sl.			6,23	100		
3	4,874	s.	4,847	str. s.	4,85	100				
4	4,400	str. s.	4,392	str.	4,37	84			4,35	6
5	4,190	v sl.							4,17	6
6	3,566	str.	3,552	sl.					3,55	8
7	3,359	sl.	3,350	v . sl.	3,32	13			3,35	8
8	3,191	sl.	3,179	sl.	3,19	6	3,16	10		
9					3,08	3				
10	2,578	sl.	2,572	v. sl.					2,55	8
11	2,502	sl.							2,49	9
12	2,460	sl.	2,483	sl.	2,46	59				
13	2,397	sl.	2,386	v. sl.	2,39	59			2,37	7
14	2,338	str. sl.	2,342	str.			2,34	10	2,33	10
15	2,295	v. sl.			2,29	6				
16	2,254	v. sl.	2,246	v. v. sl.	2,24	19				
17	2,171	sl.	2,162	sl.	2,165	25				
18	2,052	str. sl.	2,053	sl.	2,045	41				
19	1,997	str. sl.	1,986	sl.	1,993	25	1,973	3	1,98	7
20	1,920	sl.	1,920	v. sl.	1,917	25				
21	1,851	v. v. sl.	1,853	sl.			1,85	10		
22	1,807	str. sl.	1,799	sl.	1,800	41				
23	1,751	str. sl.	1,750	sl.	1,748	41	1,764	4		
24	1,687	str.	1,686	sl.	1,685	41				
25	1,652	sl.	1,652	v. sl.	1,643	6	1,656	5	1,66	8
26									1,62	6
27					1,584	9				
28							1,522	3		
29	1,489	str. sl.							1,486	9
30	1,457	str.	1,450	str. sl.	1,456	41				
31	1,442	sl.	1,44	v. v. sl.	1,44	19	1,447	5		

Intenzita čiar: v. s. = veľmi silná, str. s. = stredne silná, str. = stredná, str. sl. = = stredne slabá, sl. = slabá, v. sl. = veľmi slabá, v. v. sl. = veľmi veľmi slabá.

Ani v tabuľke 1, ani na krivkách niet žiadnej čiary kryštalických hydrátov kysličníka železitého. Preto môžeme považovať prítomný hydrát železa za koloidný.

Porovnávacie dáta použité v tab. 1 sú z práce E. Przyborovej (1957) a G. W. Brindleya (1951).

Mineralogické zloženie vzorky

Chemickú analýzu vzorky urobil F. Šatura. Kysličník hlinitý stanovil diferenčnou metódou rozpúšťaním R_2O_3 v lúhu a dvojnásobným zrážaním amoniakom. Ako ukazuje spektrálna analýza, množstvo CaO a MgO nepresahuje niekoľko desatín percenta, preto nebolo stanovené.

SiO_2	20,52 %
TiO_2	1,45 %
Fe_2O_3	17,45 %
Al_2O_3	41,15 %
MnO	0,04 %
	99,49 %

Použité metódy jednoznačne ukazujú prítomnosť hydrargilitu, koloidného hydrátu kysličníka železitého-hydrogoethitu, böhmitu a kaolinitu. Zastúpenie jednotlivých minerálov je toto:

kaolinit	45 %
hydrargilit	25 %
hydrogoethit	20 %
böhmit	10 %

Pre chemickú a mineralogickú analýzu som použil priemernú vzorku, ktorá obsahovala všetky tri farebné druhy bauxitu. Ako uvidíme u ďalších vzoriek, hydrargilit je sústredený iba v tmavej hnedočervenej hmote, kým böhmit je dominantnou zložkou v okrovej, žltej a pravdepodobne aj v bielej časti vzorky.

Mineralogický rozbor bauxitu z Mojtína, lokalita nad Lopušnou

Urobil som mineralogický rozbor dvoch vzoriek bauxitu z Mojtína, lokality nad Lopušnou. Je to hnedočervený bauxit s hojnými pizolitmi a svetlookrový bauxit. Oba boli vzaté z odvalu.

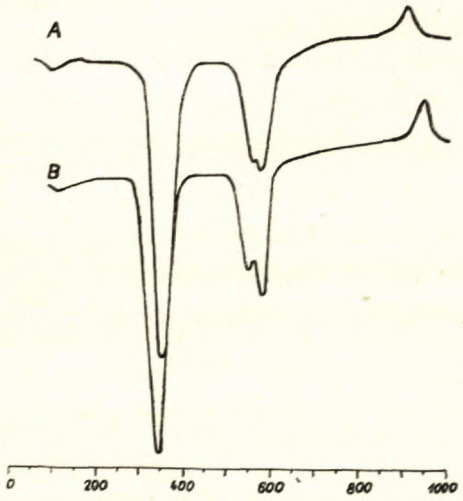
Hnedočervený bauxit

Makroskopický opis

Vzorka je kompaktná, iba miestami sú na nej viditeľné jemné trhlinky vyplnené tmavým hematitom. Farba základnej hmoty je tmavá, tehlovočervená. Vo vzorke sú hojné tmavé pizolity obsahujúce hematit. Pizolity majú väčšinou pravidelný guľovitý tvar a dosahujú veľkosť až 5 mm (pozri tab. V, obr. 2). Nerozlamujú sa spolu so vzorkou, ale vystupujú nad reliéf lomu. Z niekoľkých separovaných pizolitov som urobil röntgenovú analýzu a J. Cubínek urobil spektrálnu analýzu. Okrem pizolitov sú na vzorke drobné dobre viditeľné škvrnky, ktoré A. Orlov (1937) pokladá za kaolinit. Fotografia vzorky je v tab. VI, obr. 1.

Termická analýza

Na obr. 5 sú krivky diferenciálnej termickej analýzy pôvodnej vzorky (A) a nerozpustného zvyšku po povarení v HCl 1 : 1 (B). Tak ako u bauxitu z Ďurďového aj tu môžeme vidieť intenzívnu endotermnú výchylku hydrargilitu a hydrogoethitu, ktorá vrcholí pri 350 °C. Na rozdiel od predchádzajúcej vzorky nie je dominantnou endotermná výchylka kaolinitu. Rovnako výrazná je aj výchylka monohydrátu kysličníka hlinitého. To je príčinou dvojitej endotermnej výchylky, ktorá začína pri 480 °C s vrcholmi pri 550 °C a 575 až 580 °C. Prvý vrchol je charakteristický pre monohydrát, druhý pre kaolinit. Kaolinitu prislúcha aj exotermná výchylka nad 900 °C.



Obr. 5. DTA krivky hnedočerveného bauxitu z Mojtína, (A) pôvodná vzorka, (B) vzorka po rozpúšťaní v HCl 1 : 1.

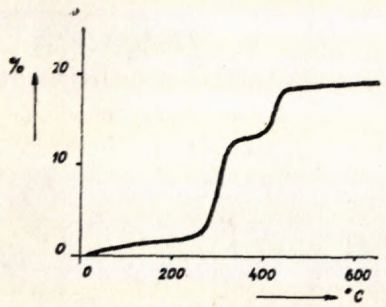
Rozdiel medzi krivkou A a B je opäť iba v intenzitách jednotlivých výchyliek. Rozdiel maxím hydrargilitu a kaolinitu sa zmenšil o 10 mm. V HCl sa rozpustilo 16,66 % Fe_2O_3.

Diferenciálna termická analýza nedáva charakteristickú pretiahnutú výchylku, ako ju vidíme na obr. 1. u alofánu, ktorý tu predpokladal A. Orlov (1937). Rovnako tu nie je ani typická ostrá výchylka kaloyzitu pri nízkych teplotách.

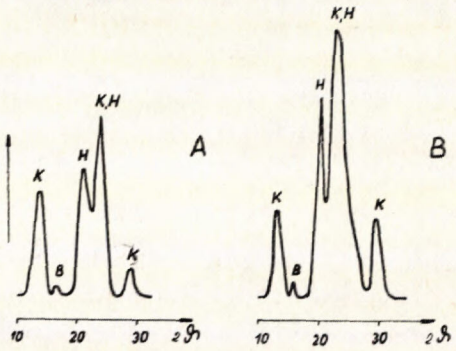
Na dehydratačnej krivke (obr. 6) tmavého bauxitu vidíme, že väčšina vody uniká do 350 °C (11,06 %). Nad 350 °C uniká 6,20 % H_2O. Podobné údaje uvádza vo svojej práci aj A. Orlov (1937).

Röntgenová analýza

Výsledky röntgenovej analýzy tmavého hydrargilitového bauxitu sú uvedené v tab. 1. Pracoval som za rovnakých podmienok ako u lokality Ďurďové. Na obr. 7 sú redukované fotometrické krivky pôvodnej vzorky (A) a vzorky po roz-



Obr. 6. Dehydratačná krivka hnedočerveného bauxitu z Mojtína.



Obr. 7. Redukované fotometrické krivky röntgenových snímok hnedočerveného bauxitu z Mojtína.

púšťaní v HCl 1 : 1 (B). Ak porovnáme pomer intenzít kaolinitovej a böhmitovej čiary na obr. 4 a na obr. 7, vidíme, že množstvo kaolinitu je podstatne menšie, kým množstvo böhmitu je väčšie. Rovnako aj čiara hydrargilitu 4,85 kX je oveľa intenzívnejšia ako u prvej vzorky.

Na snímkach nie je ani jedna čiara kryštalických hydrátov kysličníka železitého. Môžeme ho preto považovať za koloidný hydrogoethit.

Snímka pôvodnej vzorky, získaná metódou na priechod, je v tab. VI, obr. 2.

Mineralogické zloženie vzorky

Chemická analýza vzorky nebola urobená. Porovnaním kriviek DTA, dehydratačnej krivky a redukovaných fotometrických kriviek so vzorkou z Ďurďového je možné odhadnúť zloženie tmavého hnedočerveného bauxitu takto:

hydrargilit	35 %
kaolinit	25—30 %
böhmit	15—20 %
hydrogoethit	18 %
hematit	2—3 %

Tu uvádzaná vzorka sa podobá čokoládovo hnedému pizolitickému bauxitu, ktorý opisuje A. Orlov (1937). Uvediem preto prepočet ním publikovanej analýzy na minerály nájdené röntgenograficky a termicky:

SiO_2	15,76 %
TiO_2	3,80 %
Al_2O_3	42,95 %
Fe_2O_3	18,97 %
MnO	0,43 %
MgO	0,13 %
CaO	0,28 %
K_2O	0,23 %
Na_2O	0,05 %
H_2O-	1,12 %
H_2O+	16,70 %
	100,42 %

Semikvantitatívne mineralogické zloženie je

kaolinit	32 %
hydrargilit	30 %
hydrogoethit	18 %
böhmit	13 %
hematit	2 %

Predpokladám, že hematit sa pri šesťhodinovej digerácii rozpustil v HCl spolu s goethitom. Pretože pizolity hematit obsahujú a ide o pizolitový bauxit, treba s hematitom počítať. Na určenie Fe_2O_3, viazaného v hydrogoethite, som použil údaj získaný pri rozpúšťaní spracovávanej vzorky.

Tabuľka 2

Č.	$d_{(hkl)}$	I	$d_{(hkl)}$	I	$d_{(hkl)}$	I	
1	4,83	v. v. sl.					hydrargilit
2	4,40	v. v. sl.					hydrargilit
3					4,06	3	
4	3,64	sl.	3,68	18	3,66	10	
5	2,687	s.	2,69	100	2,69	70	
6	2,493	s.	2,51	75	2,51	40	
7	2,347	v. sl.					hydrargilit
8	2,200	str. s.	2,20	18	2,18	20	
9	1,835	str. s.	1,84	63	1,835	30	
10	1,686	s.	1,69	63	1,68	50	
11	1,598	v. sl.	1,60	13	1,58	5	
12	1,476	str. s.	1,485	50	1,485	10	
13	1,443	s.	1,452	50	1,44	20	
14			1,351	3			
15	1,303	str.	1,308	18	1,30	5	

Prítomnosť hematitu v pizolitoch potvrdila röntgenová analýza, ktorej výsledky uvádzam v tab. 2.

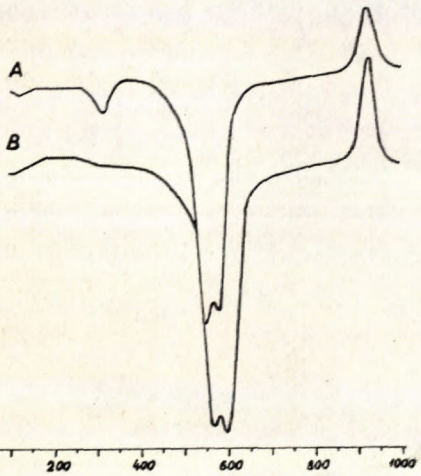
Porovnávacie údaje v tabuľke 2 sú z práce E. Przyborovej (1957).

Svetlookrový bauxit

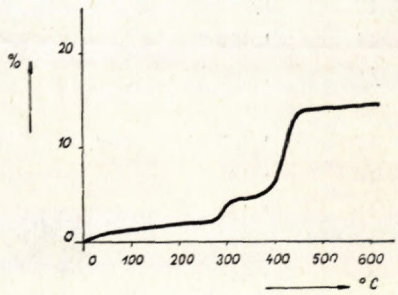
Svetlookrový bauxit je pevná kusová vzorka, rovnomerne sfarbená. Miestami sú v monotónnej základnej hmote drobné trhlinky vyplnené hnedočerveným materiálom.

Termická analýza

Krivky diferenciálnej termickej analýzy sú na obr. 8. Na krivke pôvodnej vzorky (A) je priebeh opäť podobný krivkám na obr. 5. Na rozdiel od predchádzajúcich je intenzita výchylky, ktorá začína pri 250 °C a vrcholí pri 310 °C,



Obr. 8. DTA krivky svetlookrového bauxitu z Mojtína, (A) pôvodná vzorka, (B) vzorka po rozpúšťaní v HCl 1 : 1.



Obr. 9. Dehydratačná krivka svetlookrového bauxitu z Mojtína.

veľmi malá. Na krivke DTA nerozpustného zvyšku v zriedenej HCl (B) už túto výchylku nenachádzame. V HCl sa rozpustilo 11,24 % Fe_2O_3. Z uvedeného vyplýva, že výchylka patrí koloidnému hydrogoethitu.

Mohutná dvojitá endotermná výchylka, ktorá začína pri 430 °C a má vrcholy pri 550 a 590 °C, je spôsobená deštrukciou štruktúrnej mriežky minerálov kaolinitu a böhmitu. Exotermná výchylka nad 900 °C je charakteristická pre skupinu kaolinitických minerálov.

Dehydratačná krivka je na obr. 9. Do 350 °C uniká 2,05 % vody, nad 350 °C uniká 10,00 % H_2O.

Röntgenová analýza

Výsledky röntgenovej analýzy svetlookrového bauxitu uvádzam v tabuľke 3.

Tabuľka 3

Č.	$d_{(hkl)}$	I	böhmit		kaolinit	
			$d_{(hkl)}$	I	$d_{(hkl)}$	I
1	7,12	sl.			7,15	10
2	6,26	str.	6,23	10		
3	4,39	sl.			4,35	6
4	4,17	sl.			4,17	6
5	3,51	sl.			3,55	8
6	3,16	str.	3,16	10		
7	2,567	v. sl.			2,55	8
8	2,483	v. sl.			2,49	9
9	2,342	s.	2,35	10	2,37	7
10					2,33	10
11	1,979	v. sl.	1,973	3	1,98	7
12	1,848	s.	1,85	10		
13	1,761	v. sl.	1,764	4		
14	1,654	str.	1,656	5	1,66	8
15					1,62	6
16			1,522	3		
17	1,485	str. sl.			1,486	9
18	1,443	str.	1,447	5		
19	1,426	sl.	1,429	4		
20			1,391	1		
21	1,377	sl.	1,378	4		
22	1,306	str. s.	1,299	5		

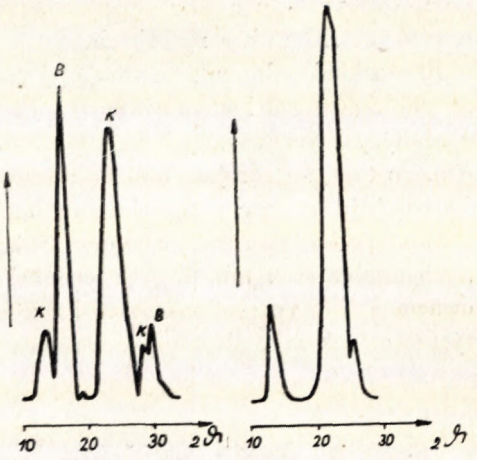
Porovnávacie dáta v tabuľke sú z knihy G. W. Brindleya (1951). Na snímke som našiel všetky čiary böhmitu okrem čiar 1,522 kX a 1,391 kX. Böhmit vo vzorke je dobre kryštalický, čo dokazuje ostrosť jednotlivých čiar. V tretej kolonke označenej „kaolinit" sú čiary kaolinitu, ktorých intenzita je väčšia ako 5. Čiary 4,35 a 4,17 kX u fireclay minerálu majú intenzitu 2, kým čiara 4,45 kX má intenzitu 8. U kaolinitu má intenzitu 4. Na snímke nebola identifikovaná. Z toho sa dá usúdiť, že prítomný minerál je kaolinit. Redukovaná fotometrická krivka pôvodnej vzorky je na obr. 10. Najvýraznejšie je na nej vyjadrená čiara böhmitu 6,25 kX. Reprodukcia snímky je v tab. VII, obr. 2.

Ako porovnávaciu krivku kaolinitu som používal redukovaný fotometrický záznam sedleckého kaolínu, ktorý je na obr. 11.

Z uvedených výsledkov je zrejmá prítomnosť hydrogoethitu, böhmitu a kaolinitu. Vzájomné kvantitatívne pomery som nestanovil.

V krátkom závere chcem porovnať mineralogické zloženie bauxitov z Markušoviec na základe práce J. Kontu (1954) a bauxitov z okolia Mojtína.

V oboch prípadoch ide o bauxity zachytené v depresiách wettersteinského vápenca. Napriek tomu vidíme značné rozdiely v mineralogickom zložení. Vo východoslovenských bauxitoch nie je prítomný trihydrát kysličníka hlinitého — hydrargilit, iba monohydrát böhmit. Prítomný Fe_2O_3 je viazaný hlavne vo forme hematitu, ktorý predstavuje 15 až 30 % všetkej hmoty. Mineralogickým zložením sa východoslovenským bauxitom podobá vzorka svetlookrového bauxitu. Fe_2O_3 je však viazaný vo forme hydrátu.



Obr. 10. Redukovaná fotometrická krivka röntgenovej snímky svetlookrového bauxitu z Mojtína.

Obr. 11. Redukovaná fotometrická krivka röntgenovej snímky kaolinitu, lok. Sedlec.

Druhý druh bauxitov z okolia Mojtína obsahuje hydrargilit a hydrogoethit. Prítomný je aj kaolinit a monohydrát hliníka. Asociácia týchto dvoch druhov mineralogicky rozdielnych bauxitov vytvára značne zložitejšiu situáciu pri sledovaní ich genézy ako jednoduchšie mineralogické a chemické zloženie bauxitov pri Markušovciach.

Genéza bauxitov z okolia Mojtína

V úvode som podotkol, že stanovenie genézy je jedným z účelov mineralogických rozborov a je závažné pri stanovení metódy na vyhľadávanie nových ložísk. Som si plne vedomý, že z uvádzaného materiálu nemôžem vyvodiť ucelený názor na vznik bauxitov v okolí Mojtína. Chce iba upozorniť na niekoľko závažných momentov, ktoré som zistil pri štúdiu a pri práci.

Podľa D. Andrusova (1942) ložiská, ktoré si zasluhujú pozornosť, ležia blízko styku triasu s paleogénom tam, kde v triase vystupujú rozsiahlejšie kryhy wettersteinského vápenca. Bauxity sú zachytené v puklinách a závrtoch vápencov alebo dolomitov. Podľa údajov v prácach A. Orlova (1937), K. Poláka (1938), D. Andrusova (1942) a I. Čillíka (1957) sú výskyty nespojité, hoci vzdialenosti medzi jednotlivými výskytmi sú krátke. Je samozrejmé,

že nemôžeme predpokladať selektívnu chemickú sedimentáciu do krasových útvarov. Potom sú dve možnosti vzniku útvarov, ktoré dnes nachádzame. Prvou možnosťou je preplavenie lateritických produktov zo vzdialenejšej oblasti a ich zachytenie do trhlín vo vápencoch a dolomitoch. Druhou možnosťou je sedimentácia na mieste výskytu a odnos bauxitového materiálu, z ktorého zostali iba časti zachytené v trhlinách a nálevkách.

Predpoklad sedimentácie vo väčšej vodnej nádrži podporuje aj spektrálna analýza publikovaná a komentovaná J. Jarkovským a G. Kupčom (1956) a analýzy spracovávaných vzoriek, ktoré ukazujú pestrú asociáciu prvkov, svedčiacu o tom, že zdrojom boli eruptívne horniny bázického aj kyslého charakteru. Dosvedčujú to prvky typické pre bázické magmy (V, Ni, Cr, Co,) aj prvky charakteristické pre kyslé magmy (B, Zr, Sn, Li). Výsledky jednotlivých spektrálnych analýz sú v tab. 4. Z geochemického hľadiska je zaujímavá anomálna koncentrácia lítia vo svetlookrovom bauxite a nakopenie olova v pizolitoch. Riešenie týchto otázok sa však vymyká z rámca mojej práce.

Tabuľka 4

Č.	Vzorka	Zložky základné (100—1 %)	Zložky prímesné (1—0,01 %)	Zložky stopové (0,01—0,0001 %)
1	Bauxit, Mojtín	Si, Al, Fe, Ti, Ca	Mg, Zr, V, B, Cu, Ni, Sr, Mn, Na	Pb, Ga, Li, Ba, Co, Zn, Ag, Sn
2	Bauxit, Ďurďové	Si, Al, Fe, Ti	B, Pb, Mg, Cu, Ca	Ga, V, Li, Yb, Zn, Ni, Cr, Sn, Zr, Mn
3	Tmavý červenohnedý bauxit, Mojtín	Si, Al, Fe, Ti	Mg, Cu, Ni, Ca, Mn	B, Pb, Ga, V, Li, Yb, Zn, Na, Ba, Sr, Sn, Cr, Ag, Co
4	Pizolity z bauxitu č. 3	Si, Al, Fe, Ti	Mn, Mg, Ca, B, Pb, V, Ni, Ba, Cr	Ga, Cu, Yb, Zn, Zr, Sr, Sn, Y, Na, Co, La, Ag
5	Svetlookrový bauxit, Mojtín	Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti	Li, Ga, V, Cu, Na, Ba, Sr, K, Mn	B, Pb, Yb, Zn, Zr, Ni, Sc, Sn, Ag, Co, La

Podľa toho sú bauxity v oblasti Mojtína sedimentom, ktorý vznikal vo vodnej nádrži, odvodňujúcej oblasti vetrania kyslých aj bázických hornín. Ešte nie je možné rozhodnúť, či sú výsledkom chemickej sedimentácie, alebo sú to prenesené produkty lateritizačného procesu. K vyjasneniu tejto otázky by mohlo poslúžiť štúdium vzájomných pomerov niektorých kysličníkov.

Ešte niekoľko poznámok o vzájomnom vzťahu hydrátov kysličníka hlinitého medzi sebou a ku kaolinitu, ktorý sa obyčajne v bauxitoch nachádza. Touto

otázkou sa zaoberali vo svojej práci o ložiskách bauxitov v Arkansase M. I. Goldman a J. I. Tracey (1946), M. I. Goldman (1955). Z termodynamického stanoviska rieši vzájomné vzťahy R. M. Garrels (1957).

Priamym výsledkom lateritizačného procesu, ktorý prebieha v prítomnosti nadbytku vody je trihydrát kysličníka hlinitého — hydrargilit (gibbsit). Teda produktom rovnovážneho stavu v prítomnosti vody je trihydrát. Monohydráty böhmit a diaspor sú produktami nerovnováhy alebo sušenia, prípadne zahrievania trihydrátu. Podľa Deltomba a Pourbaixa (1956) (cit. R. M. Garrels 1957) sú pri nízkych teplotách a vo vodnom prostredí hydrargilit a böhmit stále a môžu jestvovať vedľa seba bez toho, aby prechádzal böhmit na hydrargilit.

Podľa M. I. Goldmana (1955) sú aj hydráty Al_2O_3, aj kaolinit priamymi produktami vetrania. Otázka intenzity odnášania SiO_2 rozhoduje o vzniku jedného alebo druhého. Podľa neho platí rovnica uvádzaná R. M. Garrelsom (1957):

$$\text{bauxit} + SiO_2 \rightleftarrows \text{kaolinit},$$

ktorá podľa podmienok môže prebiehať v oboch smeroch.

Monohydráty kysličníka hlinitého sa zdajú byť ľahšie kaolinizovateľné ako trihydrát. To je v dobrom súhlase s termodynamickými údajmi.

Z uvedených vzťahov vyplývajú ešte niektoré uzávery pre genézu bauxitov z okolia Mojtína.

Na priečnych geologických rezoch ložiskom pod Borovou (I. Čillík, 1957) vidíme, že vspodu je žltý bauxit, na ňom miestami leží červený bauxit a vrchnú časť hniezda tvorí hnedý bauxit. Z mineralogických rozborov vieme, že žltý bauxit obsahuje iba monohydrát kysličníka hlinitého. Je potom buď produktom nerovnovážnej leteritizácie alebo produktom dehydratácie hydrargilitového bauxitu. Pri makroskopickom opise vzorky z lokality Ďurďové som upozornil na zvláštny druh pukliniek v svetlookrovej hmote, ktoré sú vyplnené hnedočerveným materiálom. O podobnej štruktúre sa zmieňuje aj A. Orlov (1937). Tieto skutočnosti by nasvedčovali, že vznik bauxitov v oblasti Mojtína prebiehal v dvoch štádiách. Prvé štádium je spojené so vznikom svetlých odrôd bauxitu buď lateritizáciou v podmienkach nerovnováhy alebo vznikom hydrargilitu, jeho dehydratáciou a rozpraskaním. V druhom štádiu vznikal hnedočervený hydrargilitový bauxit, ktorý vnikal do puklín a voľných priestorov svetlých bauxitov. Tento si zachoval svoje pôvodné zloženie až dodnes.

Okrem skôr uvedených otázok zostáva otvorenou aj otázka vzniku hematitových pizolitov v hnedočervenom bauxite. Tak isto zostáva neriešenou otázka vzniku turmalínu, ktorú pokladám za závažnú pre celkové riešenie genézy bauxitov v okolí Mojtína.

Zhrnutie

1. V práci podávam mineralogické zloženie bauxitov v okolí Mojtína. Hnedočervený bauxit obsahuje koloidný hydrogoethit, hydrargilit, böhmit a kaolinit. Pizolity obsahujú hematit. Svetlookrový bauxit obsahuje hydrogoethit, böhmit a kaolinit.

2. Spektrálne analýzy ukazujú, že bauxit vznikol sedimentáciou vo vodnej nádrži z produktov vetrania kyslých aj bázických hornín.

3. Mineralogické zloženie a spôsob vzájomného prelínania svetlého a tmavého bauxitu dovoľuje predpokladať dve fázy vývoja ložiska. V prvej fáze vznik svetlých bauxitov, v druhej vznik tmavých.

5. V. 1958

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1942: Zpráva o geologickom výskume oblasti bauxitových výskytov medzi Mojtínom a Žilinou. Geofond GÚDŠ. Bratislava. — [2] Brindley G. W., 1951: X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals, Min. Soc. Londýn. — [3] Čillík I., 1957: Záverečná zpráva o vyhľadávacom prieskume v r. 1956. ZSRP. B. Bystrica. — [4] Deltombe E., Pourbaix M., 1956: Comportement electrochemique de l'aluminium. Diagrame d'equilibre tension-pH du systém Al-H_2O, a 25 °C.: Rapport Technique 42, Brusel (cit. [5]). — [5] Garrels R. M., 1957: Some free energy values from geologic relations. Am. Mineralogist 42, 780. Menasha. — [6] Goldman M. I., Tracey J. I., 1946: Relation of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. Econ. geol. 41, 567. Urbana. — [7] Goldman M., I., 1955: Petrography of bauxite surrounding a core of kaolinized nepheline syenite in Arkansas. Econ. geol. 50, 586. Urbana. — [8] Jarkovský J., Kupčo G., 1956: Príspevok ku geochémii stopových prvkov, najmä vanádu. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [9] Konta J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitu od Markušoviec. Rozpr. ČSAV, řada MPV. 64,4. Praha — [10] Konta J., 1957: Jílové minerály Československa. Nakl. ČSAV. Praha. — [11] Orlov A., 1937: První výskyt bauxitu v Československu. Rozpr. II. tř. České Akad. 47. Praha. — [12] Pollák K., 1938: Zpráva o kutacej činnosti v Mojtíne a okolí. Geofond GÚDŠ. Bratislava. — [13] Przybora E., 1957: Rentgenostrukturalne metody identifikacji mineralów i skal. Wydawnictwa geologiczne. Varšava. — [14] Speil S., Berkelhamer L. H., Pask J. A., Davies B., 1945: Differential thermal analysis. US Dep. Inter. Bureau of Mines, Washington. — [15] Zorkovský B., 1952: Slovenské bóksity a ich genéza. Geol. sborník. 3, 1—2. Bratislava.

BLAHOSLAV ČÍČEL

CONTRIBUTION TO THE MINERALOGY OF BAUXITES FROM THE SURROUNDINGS OF MOJTÍN

A short description is given of the mineralogy of bauxites from Ďurďové and Mojtín.

From the mineralogical point of view there are two main associations of minerals at the above localities. In the first group are gibbsite, kaolinite, hydrogoethite and some boehmite. The colour of this group of bauxites is dark red to chocolate brown.

In the second association there are boehmite, kaolinite and some hydrogoethite. The amount of hydrogoethite present varies with the colour of sample. Yellow bauxites contain less hydrogoethite than ochre-coloured ones.

Determination of mineralogical composition of samples was carried out by DTA, X-ray analysis and with the aid of dehydratation curves.

Going by the data of qualitative spectrochemical analysis and interrelation of aluminium oxide hydrates, it is believed that this deposit is likely to be a lake sediment. Sedimentation occurred in two cycles. In the first cycle light bauxites had bedded. Between the first and second cycles there was a period of dehydratation of trihydrate. In the second period again gibbsite and kaolinite had bedded.

5. V. 1958

BARTOLOMEJ LEŠKO

FLYŠ MEDZI MEDZILABORCAMI A PICHNÝM

(Nemecké resumé)

Obsah: V zpráve sa podáva prehľad geologických pomerov územia juhozápadne od dukelských vrás medzi dolinou Laborca a Pichným. Rozlišujú sa tu dva geologické celky. Sústava antiklinálnych šupín pásma Miková—Snina a tektonické pásmo papínske. Útvary tektonického pásma Čabiny—Pichné sú miešanej krosnensko-magurskej fácie. Uvedené geologické celky tektonicky nenáležia k sústave dukelských vrás a ich príslušnosť k magurskému príkrovu je otázna.

Úvod

Flyšové územie východného Slovenska na južnej — vnútornej strane dukelských vrás sa doposiaľ považovalo za magurský flyš a klasifikovalo sa ako veľká tektonická jednotka — magurský príkrov. Magurský príkrov podľa doterajšej koncepcie sa nasúval bezprostredne na sústavu dukelských vrás. Posledné výskumy túto domnienku vyvrátili, lebo sa ukázalo, že geologické pomery juhozápadne od dukelských vrás na východnom Slovensku sú zložitejšie, než sa pôvodne predpokladalo.

Za hranicu medzi skupinou magurského flyša a Świdzińského (1947) vonkajším flyšom alebo strednou skupinou flyša Nowakovou (1927) sa doposiaľ na východnom Slovensku považovala čiara, ktorá z poľského územia od Żmigrodu viedla k Čertižnému po severovýchodných svahoch Kamjanej (686) pri Medzilaborciach, potom k Výrave, Pčolinému, Stakčínu až k čs.-sovietskym hraniciam do okolia Uble.

Na stanovení tejto významnej tektonickej línie sa od čias Nowakových (1927) podielali mnohí autori, ktorí spresňovali priebeh magursko-krosnenskej tektonickej línie v tom ktorom úseku. V najbližšom, severozápadnom úseku na poľskej i na našej strane stanovil líniu krosnensko-magurskú H. Teisseyre (1932), východne Z. Opolski (1930, 1936) a hlavne Świdziński (1934). Świdziński súčasne pri severovýchodnom okraji magurského nasunutia

pri tektonickej línii vymedzil z vonkajšej skupiny flyša novú flyšovú jednotku, ktorú nazval dukelsko-užocké vrásy. Južnú hranicu dukelsko-užockých (dukelských) vrás na našom území, ako ju pôvodne vymedzil Świdziński (1934), revidovali v úseku Stakčín—Ubľa Matějka — Kodym st. (1949) a v úseku Pčoliné—Stakčín Lešku (1957).

Pozdĺž juhozápadného okraja dukelských vrás v priestore medzi riekou Laborcom a Sninou vystupuje sústava tektonických šupín, budovaných kriedou — inoceramovými vrstvami a podmenilitovým eocénom fácie dukelských vrás. Sústavu tektonických šupín, ktoré tu zahrňujeme do celku pod názvom: pásmo Miková—Snina, tvoria na našom území: 1. antiklinálne pásmo stribské (stribsko-vosinské, Lešku 1957), 2. antiklinálnu šupinu javirskú, 3. monastyrsko-papínske pásmo kriedových ostrovčekov. Pri Snine k sústave tektonických šupín náležia ešte iné antiklinálne šupiny, ktorými sa na tomto mieste nezaoberám.

Južnejšie od uvedenej sústavy šupín je tektonické pásmo papínske v priebehu SZ—JV detailne zošupinatené. Papínske pásmo sa vyznačuje vývojom vrstiev, ktoré hlavne v strednom eocéne sú pod vplyvom fácie magurskej. Na toto pásmo sa od juhozápadu nasúvajú magurské jednotky fácie račianskej, v ktorej už nepozorujeme prvky vonkajšieho — krosnenského flyša, ako to vyplýva z prác Menčíka a Pesla (1956).

Sväzok tektonických šupín s inoceramovými a podmenilitovými vrstvami oddeľuje od dukelských vrás zjavná a ďalekosiahla tektonická línia. Táto tektonická línia v celom priebehu pozdĺž nášho štátneho územia je veľmi významná, pretože ako v úseku Dukla—Medzilaborce (Teisseyre H. 1932 a Matějka — Kodym st. 1952), tak i v najvýchodnejšom úseku nášho štátneho územia (Matějka — Kodym st. 1949) tvorí okraj magurského príkrovu. Pritom medzi Medzilaborcami a Sninou je tak isto dôležitou tektonickou hranicou medzi dukelskými vrásami a sväzkom tektonických šupín. Nemizne a nestráca na význame, ako je to napr. pri tektonickej línii nasunutia hostovického pásma na pásmo pohraničné — medzilaborecké (Lešku 1957) v systéme dukelských vrás.

Sústava tektonických šupín s papínskym pásmom na juhovýchode mizne pri tektonickej línii medzi Stakčínom a Sninou. Ich severozápadné pokračovanie nateraz dostatočne nepoznáme. Podľa priebehu a vývoja jednotlivých šupín sa zdá, že na severozápade pri okraji magurského príkrovu majú tendenciu k depresii, totiž pod magurský príkrov sa viacej ponárajú.

Zo susedného severozápadného územia máme prácu Matějku a Kodyma st. (1939, 1952) a z poľskej strany prácu H. Teisseyra (1932). Podľa ich geologických máp treba v pruhu inoceramových a niektorých pestrých vrstiev hľadať tektonické šupiny vývoja fácie dukelských vrás, ktoré z nášho územia pokračujú sem po ich vnútornej strane.

Staršie zprávy o území

Staršie práce sa nášho územia bezprostredne takmer nedotýkajú. Na prehľadnej geologickej mape Rakúsko-Uhorska je celá flyšová oblasť magurského flyša východného Slovenska značená ako starotretohorné územie pieskovcového pásma. Na ručne kolorovanej mape bývalého Říšskeho geologického ústavu vo Viedni je zahrnuté naše územie do magurského pieskovca.

Priamo sa dotýka nášho územia poznámka Paula (1869) o smilenských (menilitových) vrstvách v okolí Papína. Staršie práce priľahlých flyšových území boli už na inom mieste viac ráz zhodnotené (Lešku 1951, 1952, Menčík — Pesl 1956), preto nepovažujem za potrebné opätovne ich v tejto zpráve uvádzať.

Zásahom do problematiky geológie tohto územia bol môj orientačný výskum v profile Nižná Jablonka—Vyšné Zbojné (Leško 1951), v ktorom som upozornil na vystupovanie vrstiev krosnenského flyša v magurskom prostredí. Z nedokonalej znalosti širokého územia juhozápadne od dukelských vrás pokladal som papínske tektonické pásmo za okno a polokno, náležiace sústave dukelských vrás. Všetky zlínske a pestré — belovežské vrstvy tohto pásma som počítal k magurskému príkrovu. Na možnosť prechodu magurskej fácie flyša do vonkajšej krosnenskej v tomto území som upozornil pri exkurziách X. geologického sjazdu a v jeho sprievodcovi (Leško 1957).

Juhovýchodnú časť terénu podrobne spracovali už predtým Menčík a Pesl (1956). Autori v práci vyčerpávajú historický vývoj náhľadov geológov, ktorí pracovali v širšom území tohto pásma a podávajú detailný obraz geológie magurského flyša južne od nášho územia. Do svojej práce zahrňujú i geológiu nášho papínskeho pásma, litofaciálne podrobne charakterizujú tu vyvinuté súvrstvia, nevystihli však správne ich stratigrafickú superpozíciu, čím pochopiteľne tektoniku tohto pásma interpretovali mylne.

I. Tektonické pásmo Miková—Snina

Krieda — vrstvy inoceramové

Inoceramové vrstvy sú v tomto pásme najrozsiahlejšie v úseku medzi dolinou Výravy a Udavy, v masíve Čerenín (672) a Stribu (635). Prevažne ich tvoria polohy slienitých sivohnedých a sivomodrých bridlíc s vložkami pieskovcov. Medzi bridličkami sú nápadné 3—10 cm vložky sivomodrých slieňov s hrubými fukoidmi. 10—40 cm pieskovce sú sivočierne, jemnozrnné, vápnité, so žilkami kalcitu, smerom k povrchu krivolupenaté a s tabuľkovito doštičkovitým rozpadom.

V oblasti Nižnej Jablonky je vývoj kriedových vrstiev odlišný od vývoja dukelských vrás u nás. Pieskovce sú tu prevažne kremito-vápnité, hrdzavohnedo vetrajúce, za čerstva sivomodré. Bridlice v tomto úseku sú tiež sivohnedé až svetlosivé a sivozelenkavé ako na severe pod Čerenínom (672), kde sa našli

odtlačky inocerama. Niektoré vložky bridlíc sú čiernosivé, ílovité, s rozlične piesčitou prímesou. Mocnosť inoceramových vrstiev tohto pásma odhadujeme na 200—300 m.

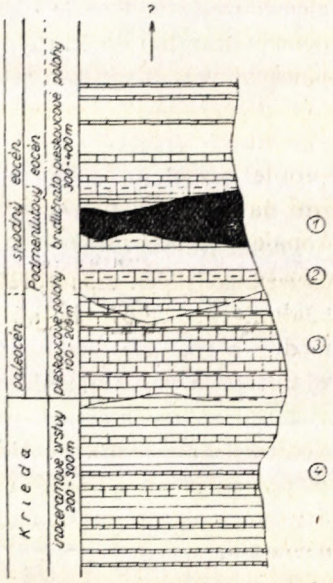
Podmenilitový eocén

a) Spodné polohy s prevahou pieskovcov. Pieskovcové vrstvy vystupujú v stribsko-javirských antiklinálnych pásmach nad inoceramovými takmer pravidelne. Charakterizuje ich vývoj hrubolavicovitých (40—120 cm) jemnozrnných až stredno hrubozrnných vápnitých pieskovcov s tenkými vložkami (2—40 cm) slienitoílovitých bridlíc. Vložky bridlíc v pieskovcových flyšových vrstvách na niektorých miestach miznú a pieskovce sú pri zvetrávaní medzi sebou oddelené iba vrstevnou škárou.

Pieskovcové súvrstvie sa vyvíja pozvoľna z inoceramových vrstiev, miznú hrubšie vložky bridlíc a miesto nich nastupujú hrubé lavice pieskovcov, avšak kriedový ráz bridlíc i pieskovcov pokračuje vo vývoji i vyššie, takže faciálnolitilogickú hranicu inoceramovo-pieskovcovú nemôžeme považovať za hranicu stratigrafickú. Je pravdepodobné, že niektoré spodné pieskovcové polohy zastupujú ešte najvyššiu časť vrchnej kriedy. Súvrstvie je mocné 100—300 m a pravdepodobne — ako ukazujú profily — vrchné pieskovcové polohy môžu laterálne prechádzať do podmenilitového eocénu pieskovcovo-bridličnatého a opačne. Spodné polohy pieskovcové zase prechádzajú laterálne do inoceramovej kriedy a tým si vysvetľujeme nestálu hrúbku pieskovcových polôh nad inoceramovou kriedou a tiež to, že inoceramová krieda niekedy priamo prechádza do podmenilitového eocénu bridličnato-pieskovcového.

V pieskovcových vrstvách okrem silne vápnitých a jemnozrnných, k povrchu krivolupenatých pieskovcov vystupujú tiež strednohrubozrnné vápnito-kremité pieskovce. Smerom k nadloženiu vápnitosti v pieskovcoch a pieskovcov vôbec náhle ubúda a súvrstvie sa vyvíja v litologicko-faciálny komplex s prevahou bridlíc nad pieskovcami.

b) Z pieskovcových vrstiev na miestach, kde sú tieto vyvinuté, sa vyvíja bridličnato-pieskovcové sú-



Obr. 1. Litologicko-stratigrafický profil antiklinálnych šupín pásma Miková—Snina. 1. Význačné polohy pestrých červených a zelených bridlíc v bridličnato-pieskovcovom podmenilitovom eocéne, 2. hrubolavicovité glaukonitícko-kremité a kremito-vápnité pieskovce v bridličnato-pieskovcovom podmenilitovom eocéne, 3. hrubolavicovité kremito-vápnité pieskovce s vložkami sivých, sivomodrých a sivozelených bridlíc [1—3 podmenilitový eocén], 4. sivomodré až čierne ílovité bridlice s vložkami modrých kremitých a vápnitých pieskovcov s doštičkovitým rozpadom; inoceramové vrstvy — krieda.

vrstvie pozvoľna, ale nápadne. Miznú hrubolavicové pieskovce a náhle sa objavujú kremito-vápnité glaukonitické pieskovce s polohami alebo vložkami pestrejšími ako inoceramové alebo pieskovcové vrstvy. Vrstvy podmenilitového eocénu, pokiaľ sú v pásme Miková—Snina vyvinuté a odkryté, sú faciálne zhodné s vývojom podmenilitového eocénu dukelských vrás, ale sklovito glaukonitické pieskovce nápadne pripomínajú vplyv fácie zlínskych vrstiev. V tomto pásme nevystupuje celý stratigrafický komplex podmenilitového eocénu, pretože javirský pruh podmenilitového eocénu je čiastočne zakrytý nasunutím papínskeho pásma a pruh podmenilitového eocénu stribského pásma je zakrytý nasunutím javirského a papínskeho pásma smerom severovýchodným. Pokiaľ sa podmenilitový eocén v týchto tektonických pásmach dá sledovať, zistil som, že oproti podmenilitovému eocénu dukelských vrás sú tu vyvinuté iba stredné a spodné časti celého komplexu súvrstvia a chýbajú vrchné, ktoré, ako som už uviedol, sú vzájomným nasunutím pravdepodobne zakryté.

Podmenilitový eocén tohto pásma sa vyznačuje podobne ako podmenilitový eocén dukelských vrás vývojom pestrých bridlíc ílovitých, ílovito-slienitých, trochu sľudnatých, lístkovitého až šupinkovitého rozpadu. Bridlice sivé, sivozelené, sivomodré s rozlične piesčitou prímesou sa striedajú s glaukonitickými kremito-vápnitými a vápnitými drobnozrnnými pieskovcami na plochách so sľudou, k povrchu krivolupenatého rozpadu. Mocnosť lavíc pieskovcov je obyčajne 10—40 cm, ojedinele 0,80—1 m. Pravidelne asi 100 m nad pieskovcovými vrstvami objavujú sa pestré červené, zelené a zelenomodré ílovité bridlice vo vložkách 10—60 cm. Stálym opakovaním sa nad sebou tvoria niekoľko 10 m hrubé polohy pestrého súvrstvia.

Podmenilitový eocén pásma stribsko-javirského bez pieskovcových vrstiev je hrubý 300—500 m. V dukelských vrásach presahuje hrúbky 1000 m. Mikrofauna sa našla len aglutinovaná a Samuel (1958) ju klasifikuje ako paleocén — spodný eocén.

II. Tektonické pásmo papínske

Vrstvy inoceramové

Rozsah našich výskumov v tejto oblasti nedovoľuje nám nateraz presvedčivo tvrdiť, že miešaná séria krosnensko-magurská začína sedimentačný cyklus inoceramovými vrstvami. Tektonické pomery územia sú natoľko zložité, že vývoj inoceramových vrstiev pri vonkajšom okraji tohto pásma, vystupujúcich vo Valentovciach, v doline južne pod Uhliskom (483) a na svahoch v Nižnom Zbojnom nemôžeme bezpečne pokladať za podložie miešanej série krosnensko-magurskej. Keby sme považovali inoceramové vrstvy od Valentoviec a spod Uhliska (483) za miešanú sériu, muselo by byť nasunutie pásma k SV veľmi ploché. Pozorujeme tu totiž, že inoceramové vrstvy vystupujú iba v doline; morfologicky vyššie na

svahoch sú pestré eocénne vrstvy; hrebene a chrbty sú budované zlínskymi vrstvami.

Inoceramové vrstvy od Valentoviec a spod kóty Uhlisko (483) a z oblasti Vyšného a Nižného Zbojného majú podobný vývoj ako inoceramové vrstvy dukelských vrás. Súvrstvie tvoria tmavosivé, sivomodré vápnité ílovce a sliene s prechodmi do piesčitých bridlíc, ktoré majú na odlučných plochách hojne sľudy, pri povrchu s hojnými zvyškami rastlín. Pieskovce tmavo sivomodré, vápnité, vápnito-kremité, krivolupenaté a tabuľkovo rozpadavé sú vyvinuté v laviciach obyčajne 5—40 cm, ojedinele až 1 m hrubých. Vekovým zaradením sme sa tu nezaoberali. Ich hrúbku pre uvedené tektonické komplikácie nevieme odhadnúť.

Pestré eocénne vrstvy

Podložím zlínskych vrstiev v papínskom tektonickom pásme sú pestré vrstvy, ktoré zatiaľ nijako presne terminologicky neoznačujeme. Faciálne sú spojivom medzi vývojom pestrých lúpok podmenilitového eocénu dukelských vrás a belovežských vrstiev račianskej fácie magurského flyša.

Súvrstvie sa vyznačuje vývojom hnedočervených, šedozelených, sivožlto vetrajúcich ílovcov s lístkovitým rozpadom, s veľmi hojným muskovitom. Pieskovce kremito-vápnité a vápnité, jemnozrnné, krivolupenaté, sľudnaté s výraznými hieroglyfmi, sú hrubé 10—60 cm. Pomer bridlíc k pieskovcom je 3 : 1. Hrúbka pestrých vrstiev je asi 150—200 m. Mikrofauna, ktorú spracoval S a m u e l (1958), je výlučne aglutinovaná (paleogén — sp. eocén).

Vrstvy zlínske

V tomto území majú zlínske vrstvy podobný vývoj ako pri severnom okraji magurského pásma. Ich vývoj predstavuje sedimentáciu prevažne ílovito-slienitú, podradne sprevádzanú kremitými glaukonitickými a vápnitými pieskovcami. Tým sa zhoduje s račianskou fáciou zlínskych vrstiev magurského príkrovu Karpát. V Poľsku táto fácia zlínskych vrstiev je vyvinutá v tektonických troskách v oblasti Gorlic a Kluczowej.

Ílovce a vápnité ílovce rozličných farieb (sivozelenej, olivovozelenej, sivohnedej a hnedomodrej) s črepovitým až drobno šupinkovitým rozpadom sa striedajú bez ostrých hraníc. Pieskovcové glaukonitické lavice bývajú obyčajne 5—40 cm hrubé, vápnité, k povrchu 10 cm až 1 m krivolupenaté.

Celková hrúbka zlínskych vrstiev papínskeho pásma sa zdá podstatne slabšia ako v magurskom príkrove, asi 100—300 m. Ich stratigrafické rozpätie, v magurskom príkrove značne široké, sa v našom pásme znížilo pravdepodobne v prospech pestrých a papínskych vrstiev. Presnú stratifikáciu zlínskych vrstiev z papínskeho pásma sa nám nepodarilo urobiť, pretože dosiaľ zozbierané vzorky boli sterilné. Podľa stratigrafickej pozície v paleogénnej sérii papínskeho pásma zaraďujem ich do stredného eocénu.

Papínske vrstvy

Komplex vrstiev v maximálnom rozvoji asi 100—150 m hrubý, vyznačujúci sa zvláštnym litofaciálnym charakterom nazval som ako vrstvy papínske. Litofaciálny ráz papínskych vrstiev je výsledkom dvojakého faciálneho vplyvu. Nachádzame tu črty vývoja zlínskych vrstiev račianskej fácie a súčasne črty vývoja vrchných polôh podmenilitového eocénu dukelských vrás. Miešaním týchto fácií vznikli vrstvy papínske, značne podobné krosnenským vrstvám i podmenilitovému eocénu. Menčík — Pesl (1956), ktorí zbadali zvláštny vývoj týchto vrstiev, pokladali ich čiastočne za krosnenské, čiastočne za prechodné krosnensko-menilitové vrstvy, nevšímajúc si sedimentačnej postupnosti. Papínske vrstvy spolu so zlínskymi označil Lešku (1957) ako klečansko-zlínsky vývoj.

Papínske vrstvy charakterizuje vývoj vápnitých, krivolupenatých, na plochách málo sľudnatých pieskovcov od 5 do 20 cm hrúbky v prostredí sivožltých, sivozelených, pomerne mäkkých, rôzne piesčitých, slienitých i nevápnitých bridlíc. Pritom v súvrství sú vyvinuté tiež čiernohnedé bridlice, ktoré sú tu na rozdiel od podobných bridlíc v grybowských vrstvách menej piesčité, s drobno lístkovitým rozpadom a vyvinuté v menších vložkách. Smerom do nadložia polohy papínskych vrstiev majú už do určitej miery ráz menilitový, ktorý sa javí vo vývoji čiernych ílovito-slienitých bridlíc. Majú lastúrnatý rozpad a sú tu a tam viacej piesčité. Do podložia papínske vrstvy prejavujú viacej charakter zlínsky. Bridlice sú tvrdšie, ílovitejšie a s drobno lístkovitým rozpadom. Pomer pieskovcov k bridliciam je 1 : 3 až 1 : 5.

Papínske vrstvy sa vyvíjajú zo zlínskych podobne ako grybowské z papínskych veľmi pozvoľna. Za spodnú hranicu papínskych vrstiev pokladám polohy nad glaukonitickými, zelenavo modrými sklovitými pieskovcami s tvrdými hnedozelenými ílovcami zlínskeho vývoja. Zatiaľ vyzbieraná mikrofauna z papínskych vrstiev neurčuje jednoznačne ich stratigrafické postavenie. Z vrchných polôh papínskych vrstiev na prechode do menilitových Samuel (1958) určil vrchnoeocénnu globigerínovú mikrofaunu s *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb. a *Globigerina bulloides* Orbigny.

Menilitové vrstvy

Menilitové vrstvy papínskeho pásma majú odlišný faciálny vývoj od vývoja menilitových vrstiev dukelských vrás a značne pripomínajú vývoj grybowských vrstiev v Poľsku z pásma Ropa—Pisarzowa (Kožikowski 1956). Na našom území som ich opísal už prv (Lešku 1957). Do menilitových vrstiev tohto pásma v podloží zahrňujeme tiež najnižšiu časť vrstiev, ktoré Menčík — Pesl (1956) pokladali za vrstvy krosnenské.

Z papínskych vrstiev sa menilitové vrstvy vyvíjajú veľmi pozvoľna. Miznú vápnité, jemnozrnné, krivolupenaté pieskovce so zelenými ílovitými bridličkami

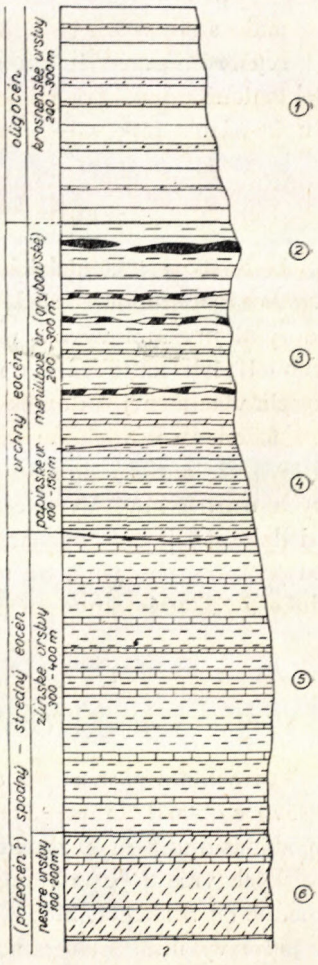
a v sprievode sivožltých slienitých a slienito-piesčitých bridlíc sa čím vyššie, tým častejšie objavujú tvrdé sivohnedé a tmavomodré vápnité ílovce. Hranicu medzi vrstvami papínskymi a grybowskými snažíme sa viesť tam, kde úplne miznú zelenkavé ílovité bridlice a ustupujú krivolupenaté vápnité pieskovce.

Menilitové vrstvy môžeme charakterizovať ako súvrstvie tmavohnedých, žltohnedých alebo sivohnedých slieňovcov rozmanito piesčitých, v pruhoch o mocnosti 1—10 cm s veľmi ostrými hranicami. V nich bývajú často vyvinuté pelosiderity a vápnité drobnozrnné pieskovce mocnosti 10—60 cm. Pieskovce bývajú laminovane vrstevnaté, pelosiderity vyvinuté v laviciach alebo šošovkách sa ostro kockovite (dolomiticky) rozpadávajú. Vo vrchných polohách súvrstvia pribúdajú ílovito-kremité bridlice s rohovcami o hrúbke 5—20 cm. Typické menilitové bridlice s rohovcami tvoria polohy 10—50 m.

Východne od Nechvaľovej Polanky vystupujú ešte nad rohovcami tmavomodré pelity so svetlomodrým navetrávaním, typickým pre menilitové vrstvy dukelských vrás. Menčík a Pesl (1957) opisujú celú menilitovú sériu odlišne. Rohovcové polohy zaraďujú do spodných horizontov našich menilitových vrstiev, horizonty s pelosideritami do vrchných polôh. Celé súvrstvie je tu hrubé asi 300—400 m. Vekové postavenie menilitových vrstiev papínskeho pásma pokladáme za analogické s menilitovými vrstvami flyšového pásma Karpát, kde sú podľa poľských autorov vrchnoeocénneho veku.

Vrstvy krosnenské

U krosnenských vrstiev papínskeho pásma nepozorujeme nijaký podstatný faciálny rozdiel od vývoja krosnenských vrstiev dukelských vrás napr. medzilaboreckého synklinálneho pásma. Vyvinuté sú tu



Obr. 2. Litologicko-stratigrafický profil miešanej krosnensko-magurskej série papínskeho pásma. 1. Sivé, sivomodré slienovce s tenkolavicovitými pieskovcami — krosnenské vrstvy, 2. hnedé až čierne slienovce a ílovce s rohovcami, 3. sivohnedé a čierne slienovce s pelokarbonátmi (ankerity) a s lavicami vápnitých pieskovcov, [2—3 menilitové vrstvy], 4. sivé, sivozelené slienité ílovce s vložkami vápnitých pieskovcov — papínske vrstvy, 5. olivozelené a sivohnedé tvrdé ílovce s lavicami kremito-glaukonitických a vápnitých pieskovcov — zlínske vrstvy, 6. červené a zelené muskovitické ílovce s vložkami sľudnatých kremito-vápnitých pieskovcov — pestré vrstvy.

v bridličnatej fácii v oblasti juhovýchodne a severozápadne od Papína a Pichného na kóte 415.

Krosnenské vrstvy sa vyznačujú vývojom sivých, sivomodrých slienitých a slienito-piesčitých bridlíc, striedajúcich sa s lavicami jemnozrnných vápnitých krivolupenatých pieskovcov s hojnou sľudou na odlučných plochách. Pieskovcové lavice sú obyčajne 5—10 cm hrubé, ojedinele tiež 20—60 cm. Zastúpenie pieskovcov v krosnenských vrstvách tohto pásma je asi v pomere 1 : 3 až 1 : 5. Pretože tektonické pomery v pásme sú veľmi zložité, nie je tu pravdepodobne nikde vyvinutý kompletný a ucelený profil krosnenských vrstiev. Mocnosť krosnenských vrstiev z tohto pásma nemôžeme spoľahlivo odhadnúť tiež pre tektonické komplikácie. Krosnenské vrstvy neposkytli tu zatiaľ nijaké paleontologické dáta pre ich stratifikáciu.

Tektonické črty územia

Flyšové územie južne od dukelských vrás rozčleňujeme tektonicky na dva tektonické celky. Pri južnom okraji dukelských vrás je to sústava tektonických šupín pásma Miková—Snina, južnejšie sa vyvíja tektonické pásmo papínske.

A. Tektonické pásmo Miková—Snina

A. Sústava tektonických šupín pásma Miková—Snina vyznačuje sa vývojom vrstiev inoceramovej kriedy a podmenilitového eocénu fácie dukelských vrás s niektorými prvkami vývoja magurského flyša fácie račianskej. Vyššie členy paleogénnej série tohto pásma nevystupujú nikde na povrch. Pásmo Miková—Snina tvoria viac-menej tektonicky vyredukované antiklinálne pruhy v tektonické šupiny. Sú to od severovýchodu na juhozápad: 1. antiklinálne pásmo stribské (Leško 1957), 2. antiklinálna šupina javirská, 3. monastýrsko-papínske pásmo kriedových ostrovčekov. Vyznačené tektonické celky pásma Miková—Snina, oddelené od dukelských vrás významnou tektonickou líniou, sa postupne navzájom na seba od JZ k SV nasúvajú. Sú normálne naklonené k SV, čím sa tiež líšia od štruktúr dukelských vrás, ktoré sú prevrátené k JZ.

1. Antiklinálne pásmo stribské

(stribsko-vosinské, Leško 1957)

Vývin tohto pásma som čiastočne opísal už na juhovýchodnom úseku (Leško 1957) v oblasti Snina—Stakčín. Na severozápade pri Ňagove sa postupne vynára spod nasunutia magurského príkrovu pri presunovej ploche, juhozápadne od dukelských vrás a odtiaľ juhovýchodným smerom mohutnie, šíri sa, až zaniká východne od Stakčína. Medzi dolinou Výravy a Udavou má toto antiklinálne pásmo v jadre vyvinuté inoceramové vrstvy; podmenilitový eocén na báze s pieskovco-

vými polohami sa vyvíja hlavne na juhozápadnom krídle. Severovýchodné krídlo antiklinálneho pásma je z väčšej časti vyvalcované nasunutím k severovýchodu. Uplatňuje sa iba v strednom úseku medzi Výravou—Pčoliným, kde je budované redukovanými polohami podmenilitového eocénu. Celé antiklinálne pásmo je naklonené k severovýchodu.

2. Antiklinálna šupina javirská

Je pomenovaná podľa najvyššej kóty Javirska (593) v strednom úseku pásma. Objavuje sa asi 1½ km severozápadnejšie ako stribské pásmo a tiahne sa po jeho juhozápadnom okraji. Je to nesymetrická antiklinálna šupina nasunutá k SV na stribské pásmo. Antiklinálnu šupinu javirskú buduje na povrchu len podmenilitový eocén, v podloží s pieskovcovými polohami, vyššie s bridličnatopieskovcovým súvrstvím, ktoré v dukelských vrásach tvorí v podmenilitovom eocéne spodnejšie horizonty. Antiklinálna šupina javirská vyznieva v doline Výravy pri Vyšnom Zbojnom.

3. Monastýrsko-papínske pásmo kriedových ostrovčekov

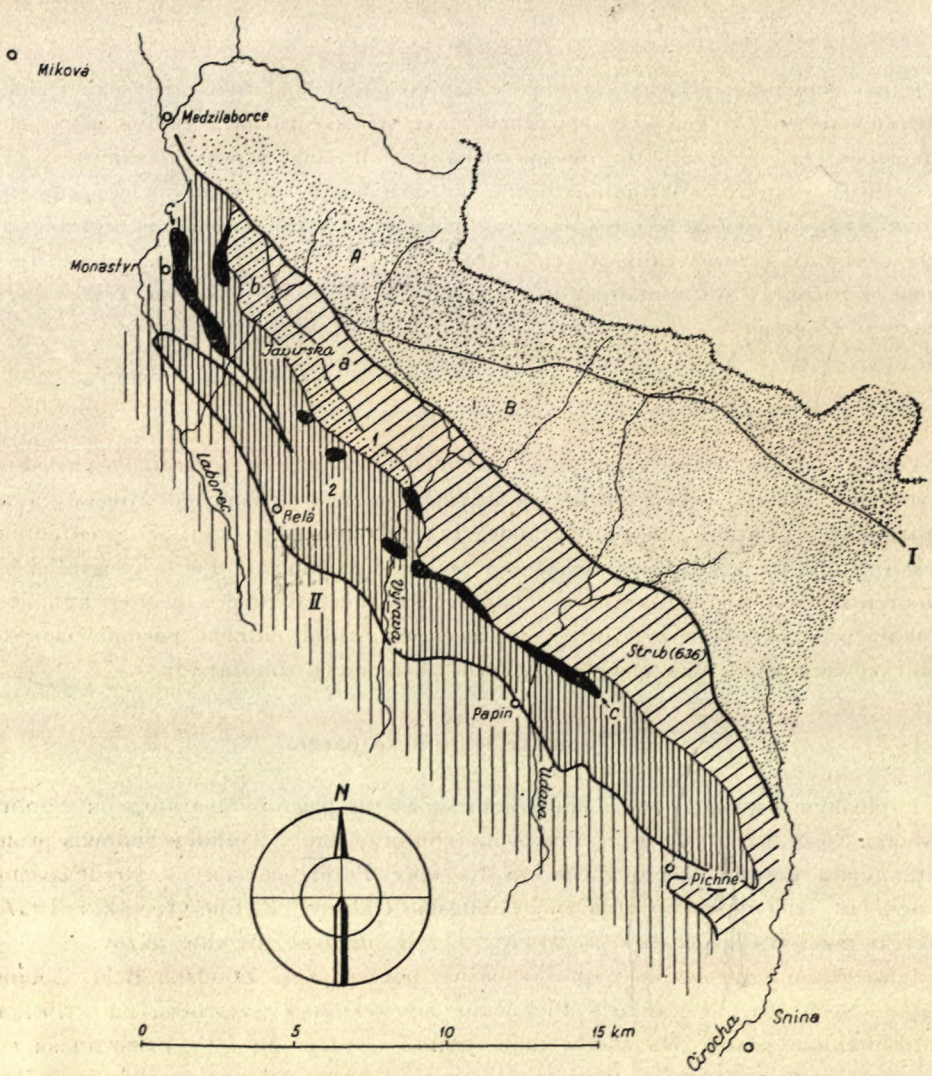
V študovanom území vystupujú viac-menej izolovane inoceramové kriedové vrstvy ako ostrovčeky obklopené eocénnymi útvarmi v pásme od Monastýra na západe až k Papínu na juhovýchode. Ich tektonickú pozíciu pri prehľadnom výskume oblasti je ťažko jednoznačne a presvedčivo objasniť. Podľa geografického rozšírenia, vnútornej štruktúry a vzťahu k okolitým útvarom a geologickým jednotkám predpokladám, že tvoria jadro zakrytého antiklinálneho pásma, čiastočne snáď vyvlečeného a zakrytého papínskym pásmom od juhozápadu.

B. Papínske tektonické pásmo

Papínskym pásmom označujem tektonicky zložité pásmo, vynárajúce sa v doline Laborca spod magurského príkrovu v najvnútornejšom — juhovýchodnom pruhu skúmaného územia. Nazývam ho podľa obce Papín, ležiacej v strede pásma a upúšťam od pôvodného označenia — pásmo Čabiny—Pichné (Leško 1957), pretože má širšie geografické rozšírenie, než ho určoval pôvodný názov.

Juhovýchodným smerom papínske pásmo pokračuje na Zbudskú Belú, Zbojné, Papín, Nechvaľovú Poľanku k Pichnému, kde tektonicky vyznieva na stribskom antiklinálnom pásme. Na stavbe tohto pásma v celom SZ—JV priebehu sa zúčastňujú postupne všetky útvary miešanej série krosnensko-magurskej, v podloží s pestrými vrstvami spodného eocénu. V maxime vývoja papínskeho pásma vystupujú na povrch okrem zlínskych, papínskych a menilitových vrstiev tiež krosnenské vrstvy fácie bridličnatej.

Papínske pásmo z väčšej časti spracovali už predtým Menčík a Pesl (1956). Tektonicky ho charakterizujú ako polokno s veľmi komplikovanou stavbou. U autorov však nachádzame omyl v litofaciálnom a stratigrafickom ponímaní útvarov tohto pásma. Zistil som, že celá náplň útvarov ich tektonického pásma — polokna je stratigraficky prevrátená. Z toho pochopiteľne vzniklo i mylné



Obr. 3. Tektonická skica flyša juhozápadne od Medzilaboriec. I. Dukelské vrásy: A. pohraničné pásmo; B. hostovické pásmo, 1. Pásmo Miková—Snina; a) antiklinálne pásmo stribské; b) antiklinálna šupina javirská; c) pásmo kriedových ostrovčekov Monastýr—Papín. 2. Papínske pásmo. II. Magurský príkrov.

interpretovanie vnútornej stavby tohto pásma. Nepriamočiare až lalokovité zabiehanie útvarov tohto pásma na SV alebo JZ si vysvetľujem plochým nasunutím magurského príkrovu na papínske pásmo a tohto na okrajové — vonkajšie tektonické pásmo, z väčšej časti zakryté.

Z prehľadného výskumu sa nám papínske pásmo javí ako detailne zošupinatené alebo zvrásnené tektonické pásmo, ktoré sa k SV plocho nasúva na susednú paralelnú štruktúru. Jeho charakteristickou známkou je, že v SZ—JV priebehu sa pri jeho nasunutí celý komplex niekoľkokrát trhal, niektoré vrstvy sa redukovali, a preto sú na niektorých miestach podložné vrstvy normálneho stratigrafického sledu s nadložím v tektonickom styku. Preto sa nám ucelený profil celej série tohto pásma ukazuje prerývane a postupne len v celom SZ—JV priebehu.

Vzťah papínskeho pásma k pásmu Miková—Snina

Ako môžeme usudzovať z prv uvedených zjavov, pásmo Miková—Snina budujú útvary staršie ako stredný eocén, naproti tomu papínske pásmo útvary od (paleocénu ?) spodného eocénu až po oligocén.

Pretože uvedené tektonické pásma sú typickými šupinami, nevieme si jednoznačne vysvetliť nedostatok vývoja vrchných útvarov paleogénu v pásme Miková—Snina a spodných paleogénnych až kriedových útvarov v papínskom pásme. Vzniká otázka, či chýbanie týchto útvarov je spôsobené čiste tektonikou, alebo máme pred sebou dve viac-menej ucelené série dvoch odlišných miešaných krosnensko-magurských fácií: severnú, reprezentovanú pásmom Miková—Snina, a južnú, vyvinutú v papínskom pásme.

Keďže vyššie časti paleogénu i samého podmenilitového eocénu pásma Miková—Snina nevystupujú na povrch, ich vrchné útvary z povrchového výskumu nepoznáme. Tie sa môžu do nadložia vyvíjať cez vložky zlínskych vrstiev (v strednom eocéne) do menilitových (vrchný eocén) a krosnenských (oligocén) vrstiev. V tom prípade jej organickým stratigraficko-litologickým doplnkom by bola paleogénna séria papínskeho pásma. Inak môžeme vysvetliť úplnosť litofaciálno-stratigrafického vývoja pásma Miková—Snina tak, že jeho podmenilitový eocén sa vyvíja do nadložia priamo bez vložiek zlínskych a papínskych vrstiev do podmenilitových a krosnenských vrstiev na spôsob vývoja série dukelských vrás.

Podmenilitový eocén tohto pásma má už i bez vložiek zlínskych vrstiev veľa magurského faciálneho vplyvu. Tento vývoj sa zračí vo vývoji hojných sklovitých glaukonitických pieskovcov a sivozelených tvrdých bridlíc drobnolístkového rozpadu.

V papínskom pásme celá séria útvarov v podloží menilitových vrstiev, okrem vložiek typicky zlínskych vrstiev račianskej fácie, prejavuje značne vplyv fácie podmenilitového eocénu, aký poznáme vo vývoji z dukelských vrás. Pretože mikrofauna nám neposkytla možnosti presne vymedziť stratigrafické rozpätie tejto

série proti stratigrafickému rozpätiu podmenilitového eocénu dukelských vrás a pretože si nevieme zatiaľ jednoznačne vysvetliť vzťah inoceramovej kriedy vo Valentovciach, v doline potoka pod Uhliskom a pri Vyšnom Zbojnom, nevieme či obidve tektonicky odlišné pásma sú jednou kompletnou, miešanou, krosnensko-magurskou, kriedovo-paleogénnou sériou, alebo dvoma veľmi zblíženými miešanými sériami: severnou, viacej fácie vonkajšieho krosnenského flyša a južnou, s väčším vplyvom vývoja magurského flyša fácie račianskej.

Papínske pásmo — „polokno"

V severozápadnej časti územia som zistil na severovýchod od menilitových vrstiev v niekoľkých pruhoch belovežské a zlínske vrstvy, ku ktorým sa v úseku Valentovce—Vyšné Zbojné pripájajú inoceramové vrstvy. Pretože vývoj pestrých vrstiev papínskeho pásma je od pestrých vrstiev — tu typicky belovežských, sprevádzajúcich zlínske vrstvy — v tých tektonických pruhoch litofaciálne trochu odlišný, domnievam sa, že tam zasahuje magurský príkrov, ktorý sa po severovýchodnej strane papínskeho pásma tiahne k JV do doliny Výravy. Veľké rozšírenie a nahromadenie zlínskych vrstiev v širšom priestore pri Valentovciach a Vyšnom Zbojnom je pravdepodobne zapríčinené zblížením vrstiev papínskeho pásma a magurského príkrovu. Nadhodené otázky vyrieši ďalší výskum v oblasti na SZ od Laborca, smerom k štátnym čs.-poľským hraniciam.

So zvláštnym tektonickým zjavom sa stretávame pri severovýchodnom obmedzení sústavy našich tektonických šupín. Stretávame sa tu s vývojom zlínskych a čiastočne i pestrých vrstiev. Prítomnosť týchto magurských útvarov pri juhozápadnom ohraničení dukelských vrás viedla snáď autorov zaoberajúcich sa vymedzením okraja magurského flyša proti vonkajšiemu flyšu (Novák J. 1927, Świdziński 1934, 1947, Lešku 1951, 1952) k stanoveniu čiary nasunutia magurského príkrovu na dukelské vrásy po tektonickej línii v pásme vývoja týchto rudimentárne vyvinutých magurských prvkov. Po objasnení geológie nášho územia som zistil, že hranica vlastného magurského príkrovu je od doposiaľ predpokladanej línie trochu vnútornejšie v karpatskom oblúku. Zlínske a pestré belovežské (?) vrstvy, ojedinele vystupujúce pri severovýchodnom okraji pásma Miková—Snina, sú buď nasunutím vyvlečené tektonické útržky (porwaki) papínskeho pásma, alebo — čo je menej pravdepodobné — redukovanými vrchnými útvarmi stribského antiklinálneho pásma. Rozhodne nemôžeme sústavu šupín pásma Miková—Snina a hlavne antiklinálne pásmo stribské a javirské zahrňovať do organického celku magurského príkrovu a pravdepodobne ani do sústavy dukelských vrás.

Otázku tektonickej syntézy, litofaciálneho porovnávania útvarov našich nových tektonických pásiem s jednotkou predmagurskou (Ksiażkiewicz 1956) zá-

padných poľských Karpát alebo s jednotkou Ropy—Pisarzowej (Kożikowski 1956) prenechávam na neskoršie, po ukončení výskumu celej severovýchodnej oblasti východného Slovenska. Potom sa zhodnotí tiež otázka existencie nových geologických jednotiek v tomto pásme Karpát.

1. III. 1958

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Kożikowski H., 1956: Geology of the Magura nappe and its tectonic windows to the SW of Gorlice Inst. Geol., Biul. 110. Warszawa. — [2] Kożikowski H., 1956: Ropa—Pisarzowa unit, a new tectonic unit of the Polish flysch Carpatians. Inst. Geol. Biul. 110. Warszawa. — [3] Kożikowski H., Jednorowska A., 1957: Problem wieku warstw grybowskich i tzw. „szarej kredy" z okolic Gorlic. Przeglad geol., No 3. Warszawa. — [4] Książkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundschau, B. 45. Stuttgart. — [5] Leško B., 1951: Stavba flyšového územia medzi Sninou a Medzilaborcami. Geol. sborník II. Bratislava. — [6] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zoš. 35. Bratislava. — [7] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [8] Matějka A., 1953: Zpráva o výsledcích srovnávacích geologických výzkumů ve flyšovém pásmu vnějších Karpat s dr. J. Burtan. Geofond. Praha. — [9] Matějka A., Kodym O. st., 1939: Zpráva o geologickém mapování listu Dukelský průsmyk (4267) v roce 1937. Věst. St. geol. ústavu XIV. Praha. — [10] Matějka A., Kodym O. st., 1949: Magurské nasunutí na východ. Slovensku. Věst. St. geol. ústavu XIV. Praha. — [11] Matějka A., Kodym O. st., 1952: Geologie pásma mezi Dukelským a Lupkovským průsmykem na východ. Slovensku. ÚÚG XIX. Praha. — [12] Menčík E., Pesl V., Plička M., 1955: Geologické poměry flyše mezi Laborcem a Oľkou u V. Radvane. Zpráva geologického průzkumu ČND Brno, ÚÚG. Brno. — [13] Menčík E., Pesl V., 1956: Geologická stavba východoslov. flyša mezi Laborcem a výravským potokem. Sbor. ústr. ústavu geol. XXII. Praha. — [14] Nemkov G. N., 1955: Numulity i orbitoidy Pokutsko-Marmarošských Karpát i severnej Bukoviny. Materialy po biostrat. zapadnych oblastej USSR. Moskva. — [15] Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski. Krakow. — [16] Opolski Z., 1930: Zarys tektoniki Karpat między Oslawa—Lupkowem a Użokiem—Siankami. Sprawozdania Pol. Inst. Geol. V. Warszawa. — [17] Opolski Z., 1936: Sprawozdania z badań, wykonanych w r. 1935 w okolicach Smorzego i na Rusi Zakarpatskiej. Posiedzenia Nauk. Państ. Inst. Geol. 45. Warszawa. — [18] Paul K. M., 1869: Die Umgebungen von Homonna. Verhandlungen d. k. k. Geol. R. A. 215. Wien. — [19] Samuel O., 1958: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z okolia Medzilaboriec. Geofond. Bratislava. — [20] Świdziński H., 1934: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. Pol. Inst. Geol. VIII, 1. Warszawa. — [21] Świdziński H., 1947: Slownik stratygraficzny Pólnocnych Karpat fliszowych. Service géol. d. Pologne Inst. géol. de Pologne. Bull. 37. Warszawa. — [22] Świdziński H., 1953: Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Region. Geologia Polski I. Karpaty. Krakow. — [23] Teisseyre H., 1932: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. VII. Warszawa. — [24] Vjalov O. S., 1957: O veku menilitovej série. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava.

BARTOLOMEJ LEŠKO

FLYSCH ZWISCHEN MEDZILABORCE UND PICHNÉ (OSTSLOWAKEI)

Längs des südwestlichen Randes der Dukla-Falten im Raume zwischen dem Fluss Laborec und der Gemeinde Snina tritt ein System tektonischer, durch Inoceramenschichten und untermenilitisches Eozän in der Fazies der Dukla-Falten gebauter Schuppen auf. Das System der tektonischen Schuppen, die ich hier in eine geologische Einheit, die Miková—Snina-Zone zusammenfasse, bilden auf unserem Gebiete: 1. die antiklinale Strib-Zone (Strib—Vosina-Zone, Lešk o 1957), 2. antiklinale Javirska-Schuppe, 3. Monastýr—Papín-Zone von Kreideinselchen. Bei der Gemeinde Snina gehören zu dem System noch andere antiklinale Schuppen, mit denen ich mich auf dieser Stelle nicht befasse.

Von den Dukla-Falten unterscheidet sich die Miková—Snina-Zone faziell und tektonisch. In der Miková—Snina-Zone treten nur die Inoceramenschichten und eine unvollständige Serie des untermenilitischen Eozäns auf, wogegen in den Dukla-Falten eine Vollständigkeit der Serie von der Kreide bis ins Oligozän existiert. Zum Unterschied von dem untermenilitischen Eozän der Dukla-Falten weist das untermenilitische Eozän der Miková—Snina-Zone gewisse Ähnlichkeiten mit der Entwicklung des Magura-Flysches in der Rača-Fazies aus. Der Einfluss der Magura-Facies offenbart sich in der Entwicklung häufiger glaukonithaltiger, glasartiger Sandsteine und in harten, graugrünen Tonschiefern. Tektonisch ist die Miková—Snina-Zone ein System antiklinaler Schuppen, wogegen die Dukla-Zone durch ein Faltensystem von Antiklinalen und Synklinalen gebildet wird. Die Strukturen der Miková—Snina-Zone sind gegenseitig aufeinandergeschobene und gegen NO fallende reduzierte Antiklinalen, die Strukturen der Dukla-Falten sind gewöhnlich auf unserem Gebiete gegen SW umgekippte und gegen die Miková—Snina-Zone durch eine hervorstechende tektonische Linie abgetrennte asymmetrische Falten.

Südlicher von dem Schuppensystem der Miková—Snina-Zone befindet sich die tektonische Papín-Zone (Čabiny—Pichné-Zone, Lešk o 1957), die im NW—SO Verlaufe detailliert verschuppt ist. Die Papín-Zone zeichnet sich durch die Entwicklung der gemischten Krosno—Magura-Serie aus. Die gemischte Krosno—Magura-Serie entwickelt sich im Liegenden durch bunte Schichten (Paläozän ? — Untereozän), die faziell an bunte Letten des untermenilitischen Eozäns der Dukla-Falten erinnern. Die roten Tonschiefer sind härter als in den Belovežaer Schichten, stark muskovitisch und enthalten Mikrofauna, die Samuel (1958) verarbeitet hat: *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina bulloides* Orbigny und *Globigerinoides* sp.

Über den bunten Schichten sind in der Papín-Zone typische Zlíner Schichten der Rača-Fazies entwickelt. Die Schichtengruppe wird durch Lagen graugrüner, olivengrüner und braunblauer Tonschiefer mit Bänken glaukonitischer, quarzig-kalkiger Sandsteine gebildet.

Den Schichtenkomplex mit gemischten Entwicklungszügen der Zlíner Schichten und der oberen Lagen des untermenilitischen Eozäns der Dukla-Falten in der Papín-Zone bezeichne ich als Papíner Schichten. Faziell ähneln sie bedeutend den Krosnoer Schichten und dem untermenilitischen Eozän in der Entwicklung krummblätteriger, kalkiger Sandsteine (5—20 cm) und graugelber, graugrüner, verhältnismässig weicher, verschiedenartig sandiger, grösstenteils kalkiger Tonschiefer, mit folgender Globigerinenfauna in den oberen Lagen: *Proteonina complanata* (Franke), *Dendrophrya* cf. *robusta* Grzyb., *Rheophax placenta* Grzybowski, *Nodellum valascoense* Cushman, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones and Parker), *Trochamminoides proteus* (Karrer) und *Rzehakina epigna* (Rzehak).

Ins Hangende herrscht schon in der Papín-Zone die Entwicklung der Fazies des äusseren (Krosnoer) Flysches in der Form der minilitischen Grybower und Krosnoer Schichten (Obereozän-Oligozän) vor.

Tektonisch ist die Papín-Zone eine detailliert gefaltete-verschuppte, sich gegen NO auf die Miková—Snina-Zone flach aufschiebende Struktur.

Die Frage der tektonischen Synthese, des lithofaziellen Vergleiches der Gebilde unserer neuen tektonischen Zonen mit der vormagurischen Einheit (K ś i a ź k i e w i c z, 1956) der polnischen Westkarpaten, oder mit der Ropa—Pisarzowa-Einheit (K o z i k o w s k i, 1956), belasse ich auf spätere Zeit. Dann wird auch die Frage der Existenz neuer geologischer Einheiten in dieser Karpaten-Zone ausgewertet, da man das System der antiklinalen Schuppen der Miková—Snina-Zone in den organischen Komplex der Magura-Decke und wahrscheinlich auch in das System der Dukla-Falten nicht einbegreifen kann. Die tektonische Angehörigkeit der Papín-Zone zu dem System des Magura-Flysches ist fraglich.

1. III. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

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

JOSEF JANÁČEK

NOVÉ LOŽISKO SOLI NA VÝCHODNÍM SLOVENSKU

(Německé resumé)

V krátkém úvodu je podán jmenný výčet starších výzkumných pracovníků, pokud se přímo nebo nepřímo zabývají výskytem, genesí, původem a konečně i dobýváním kamenné soli. Připojeny jsou též krátké poznámky ke vzniku prešovských solných ložisek.

Je uvedena základní, hrubá klasifikace slaných pramenů a zdůrazněn jejich význam pro hodnocení solinosnosti pánve.

V hlavní stati se uvádí podrobný popis nového ložiska a matečního souvrství, přehled stratigrafie nadloží a podloží, nástin tektoniky a paleogeografie. Připojeny jsou zde poznámky o možnostech praktického využití ložiska a návrh na sledný průzkum.

Práce je doplněna přehledem literatury, grafickým znázorněním ložiska v řezu, elektrokarotážním diagramem a reprodukcemi vrtního jádra soli s detailem solné tektoniky.

Úvod a přehled starších prací

Těžba kamenné soli je dosud u nás omezena na solinosný okrsek prešovský, západně od Prešovsko-Slánských hor. Počátky dobývání soli na Prešovsku se datují již od druhé poloviny 16. století. Avšak již dlouho předtím, od počátku 13. století byly známé solné prameny a využívaly se (F. Hauer, E. Richthofen 1859). Sůl se tu uložila asi na rozhraní burdigalu a helvetu. Tvoří proplástky, vložky a čočky, řídčeji souvislé vrstvy ve slínitých jílech. Charakteristické jsou též solné brekcie sedimentárního původu (D. Andrusov 1951). Přítomné jsou však též postsedimentárně vzniklé tektonické solné brekcie, které provázejí solná tělesa. Jejich vznik je podmíněn detailní solnou tektonikou. Prostory mezi úlomky sedimentu se vyplnily vymáčknutou solí, ale také rekrystalisací.

Předmětem starších studií prešovského solného ložiska bylo především určení stáří, úložných poměrů a vysvětlení jeho genese. Většinou jsou též připojeny prakticky zaměřené závěry, zvláště o pravděpodobném pokračování ložiska a možnosti rozšířeného dobývání. Jsou studie A. Gesella (1886), L. Loczyho

(1943), J. Ferenczyho (1943), D. Andrusova (1950, 1951), V. Čechoviče 1950), J. Švagrovského 1950, 1952), B. Leška (1954, 1957), J. Seneše (1954), V. Kantorové (1955). S. Fischer (1887) se zabývá hydrogeochemickou dokumentací některých solných pramenů.

Uvedení autoři přijímají vesměs helvetské stáří prešovského ložiska. V r. 1957 J. Seneš a J. Švagrovský poprvé však připouštějí možnost, že solné souvrství může býti produktem regresivní sedimentace, nebo že sedimentovalo aspoň ve stagnující periodě před silnější transgresí helvetského moře. Uvádějí, že v spodnomiocenním komplexu v Prešovské kotlině je možno rozlišiti dva sedimentační cykly přesto, že angulární diskordance dosud zjištěna nebyla. Prvý cyklus probíhal v burdigalu, druhý v helvetu. V údobí mezi burdigalem a helvetem proběhla značná změna paleogeografická (D. Andrusov 1951).

Zásadního významu pro naše studie i aplikovaný průzkum jsou práce a výzkumy V. Homoly (1953, 1954) z Potiské nížiny u nás a na Zakarpatské Ukrajině.

Kritickým rozborem získaných podkladů a podle mikrofaunistického přehodnocení dokumentačních vzorků K. Slavíkovou vyslovil pro oblast severního výběžku Potiské nížiny předpoklad přítomnosti mladší než helvetské, t. j. tortonské solné formace. Kromě toho mohou býti přítomna i spodní ložiska, ekvivalentní prešovským. Řadu solných pramenů, které uvádí, pokládá ve většině případů za indikace solných těles nebo solných jílů. Na podkladě svých závěrů navrhl vrtní průzkum.

Výsledky našich prací ukázaly, že předpoklady i závěry V. Homoly jsou plně podložené.

Poznámky ke vzniku prešovských ložisek

Všichni výzkumní pracovníci, účastnící se výzkumu východoslovenského neogénu, prakticky až do r. 1956 přijímají názor o nepřetržité burdigal-helvetské sedimentaci. Nejnověji však bylo pro vnitroalpskou pánev víděňskou a pro Malou dunajskou nížinu dokázáno, že zde přítomný helvet je pouze helvetem svrchním, který leží diskordantně a výrazně transgresivně na burdigalu, příp. starším podloží (T. Buday — J. Cicha 1956). Spodní helvet, který odpovídá klasickému šlíru molasy, „vökla" šlíru a riedským vrstvám z nadloží hallského robulového šlíru, je u nás znám pouze z vněkarpatské pánve. Na východním Slovensku mikrofaunisticky se blíží helvet západnímu svrchnímu helvetu. Svrchní helvet tu mikrofaunisticky prokázala V. Kantorová (1955). Proto máme vážné důvody k tomu, abychom i zde předpokládali dvě oddělené fáse sedimentace nejspodnějšího miocénu.

Nové pojetí vzniku prešovského solného ložiska J. Seneše a J. Švagrovského (1957) připouští již možnost uložení soli na rozhraní mezi burdigalem a helvetem, pravděpodobně před některým obdobím silnější transgrese hel-

vetského moře. Usuzují na přítomnost disharmonického rozhraní mezi faunisticky prokázaným burdigalem a nejspodnějším pásmem solného souvrství ve smyslu D. Andrusova.

Je však známo, že burdigalské slepence přecházejí do nadloží do jemnějších sedimentů pískovcových až konečně do pelitických (slínitých jílů). Tento vývoj ukazuje na prohlubování nebo uklidnění sedimentace. Nadložím je již solné souvrství stejného litologického vývoje.

Kdyby ukládání soli nastalo v helvetu, jak se domnívají starší autoři, pak by na basi solného souvrství měla býti diskordance. Mimo to by solná sedimentace časově spadala do údobí zřetelně pokračující svrchnohelvetské transgrese. Takový závěr je však protismyslný. K sedimentaci evaporitů může dojíti pouze v periodě sedimentace regresní nebo alespoň stagnantní. Jen za takových podmínek se mohly vytvořiti zálivy a odškrcené laguny.

Na východním Slovensku jsou proto vážné důvody k názoru, že v oblasti Prešovské kotliny došlo k ukládání solného souvrství v terminální regresivní fási burdigalské sedimentace. Přerušení sedimentace je třeba napříště hledati nikoli pod solným souvrstvím, nýbrž nad ním. Vytvoření podmínek solné sedimentace je stadium pokročilé degradace pánve. Přerušení solné sedimentace je výrazem nového intensivního přílivu vod při obnovení trangrese, která může býti v jiných oblastech zřetelnější.

Ve shodě s touto úvahou je v souladu poznámka D. Andrusova (1951) o značných paleogeografických změnách, které proběhly mezi burdigalem a helvetem. Důležitým je však jeho upozornění na slabší diskordanci mezi solným souvrstvím a nadložními písky (1951).

Podporou takového pojetí jsou i analogické úložné poměry spodních ve svrchním burdigalu Zakarpatské Ukrajiny (tereblínská serie J. A. Korobkova 1951, O. S. Vjalova 1957 a j.), na níž oddělen stratigrafickým hiátem leží nadložní helvet transgresivně.

Solné prameny v pánvi a na okraji

Názor na původ slaných pramenů na východním Slovensku a jejich význam jako indikátorů solných ložisek se během doby značně měnil. Jejich hodnocení bylo jednoznačné na Prešovsku, kde genese solanek je v úzké spojitosti s přítomností známých ložisek soli. Ani při orientačním posouzení solných pramenů v širším okolí Prešova, zvláště směrem k jihu, nebylo třeba použíť jiných kriterií o původu. Výron solanky byl vždy vysvětlen jako pramen solí sekundárně obohacené vody na styku se solným ložiskem nebo solným jílem v hloubce. Podporou pro to bylo poznání územního rozšíření burdigal-helvetského souvrství nebo přímo solné formace. Většinou byly provedeny více či méně přesné chemické rozbory, aniž by byla dále studována otázka vzniku a přeměny takové vody.

Východně Prešovsko-Slánských hor nebyla až do poslední doby

známa přítomnost solných ložisek. Přesto však podle analogie s oblastí prešovskou, podle chemického složení, většina autorů označila vody této oblasti za solanky, které indikují nebo mohou indikovati skrytá ložiska soli v hloubce. Později však byly objeveny v některých vodách výrony nebo stopy živic (Ťahanovce, Drienovská Nová Ves, Prešov, Fintice, Zlatá Baňa, Herľany, Žípov, Baťovo, 15 km vých. od Čopu a j.) nebo jiné sekundární indicie, na př. jodidy, sírovodík (Sobrance) a j. (L. Lotczy 1943).

Tím se dostala otázka významu přirozených vývěrů solanek pro indikaci solných ložisek do jiného světla. Na jedné straně převažoval názor na solný původ těchto vod, při čemž v poslední době byly kriticky hodnoceny oblasti s výrony slaných vod s živičnými indikacemi (V. Homola 1953). Na druhé straně byl živičný původ vod generalisován a vysloveny ničím nepodložené závěry, že slané prameny jsou z velké části původem slané naftové vody, a že jsou vázány na ložiska živic.

V poslední době se ukázala velmi naléhavá potřeba nového přehodnocení všech známých solanek ve východoslovenském neogénu, a to na podkladě nejnovějších hydrogeochemických kriterií o vzniku, metamorfose a pohybu hlubinné vody. Tuto potřebu si žádá intensivně se rozvíjející průzkum živic a v nejposlednější době i reelnost průzkumu a těžby soli.

Práce si přirozeně vyžádá určitého času, než bude možno vysloviti konečná hodnocení. Bude přemětem zvláštní studie v r. 1958. Prozatím je nutné vystačiti se starším dokumentačním materiálem, který se zachoval.

Avšak i předběžné hydrogeochemické zhodnocení již dává určité vodítko. Tím je základní roztřídění 3 genetických typů vod, které zde přicházejí. Jsou to:

1. Vody slané (solanky), které odvozují svůj původ ze skrytých solných těles v hloubce nebo ze slaných jílů. Vyznačují se mírně oxydačním charakterem. Jejich oxydačně-redukční faktor (rH) má hodnotu 23—26 při mírně alkalické reakcii (faktor pH = 7,5—9). Se zvýšenou koncentrací soli stoupá přirozeně i alkalita. pH faktor dosahuje hodnoty 8—9. V Kohoutovicích a Išle byl zjištěn rH faktor hodnoty 22,5—23,1 a pH faktor 6,0—6,89, což odpovídá předpokladům o vzniku solných ložisek (J. Juránek 1954).

Vznik ložisek soli je zde všeobecně vázán na polouzavřenou nebo uzavřenou mořskou pánev nebo zálivy s omezenou horizontální cirkulací vody a se zvýšenou koncentrací rozpuštěných solí odpařováním. Koncentrovanější roztoky, které vznikaly při hladině, klesaly jako těžší do hloubky a vyvolávaly vertikální cirkulaci, jíž byl zanášen vzdušný kyslík do hloubky. Proto byly zbrzděny veškeré redukční pochody až ke dnu a prostředí se jeví jako mírně oxydační. Tento znak nesou i solanky. Redukční pochody nemohly však probíhati též proto, že silná koncentrace solí podstatně omezila až úplně zamezila život organismů.* Sedimenty jsou

* Pronikání a přínos organismů do zátoky není dostačující.

chudé na organické látky, takže k vytvoření redukčního prostředí nemohlo již dojíti, a to ani po překrytí vrstev nadložními sedimenty.

Přirozeně je třeba připustiti možnost druhotného vzniku redukčního prostředí, šířeného migrujícími uhlovodíky při akumulaci ložisek živic v blízkosti solných ložisek. To pak může do jisté míry ovlivnit mírně oxydační charakter původního prostředí. Tyto změny však mohou působiti jen v malé míře a lokálně, v závislosti na vzájemném poměru obou působících prostředí.

2. Vody živičné s typicky nízkou hodnotou oxydačně-redukčního potenciálu (rH = 14,0—17,6). Reakce vodního prostředí je mírně alkalická (pH = 7,1—7,6). Silně redukční prostředí se odvozuje od redukčních pochodů při rozkladných procesech organických látek, ukládaných spolu s bahnem. Sedimentace proběhla v moři s omezenou výměnou vod s volným oceánem, což bylo způsobeno vysokými podmořskými prahy nebo mořskými úžinami a hrdly. Druhá možnost vzniku ložisek živic v pánevních oblastech širokého oceánu, kde vertikální cirkulace vod je omezena, zde nepřichází v úvahu.

3. Minerální vody, které je zde třeba označiti jako minerální vody naftové oblasti. Jejich oxydačně redukční faktor rH je rovněž nízký (10,5—17,6). pH faktor má hodnotu přibližně stejnou (6,5—7,6), s částečně posunutou spodní hranicí kyselostí. Geneticky souvisejí tyto vody více nebo méně buď s vodami živičných ložisek nebo se spodními vodami pravými, které přicházejí do styku s redukčním prostředím hlubších obzorů, udržovaným stále probíhajícími redukčními pochody v nádržných nebo matečných sedimentech živic. Jsou to vlastně minerální vody složené, t. j. obohacené o složku živičného původu. Jejich základní součástí je obecná voda minerální, často s přítomným CO_2.

V nejjednoduchším, avšak nejvzácnějším případě může nastati vývěr vody jediného vyhraněného typu. Vzájemným mísením jednotlivých druhů vod, atakováním a přeměnou dochází k vytvoření metamorfované vody, ve které udává konečný charakter dominantní složka. Poslední úprava vody je pak přirozeně působena ředěním sladkými vodami podpovrchovými a hlubinnými sladkými vodami spodními, na př. pannonskými.

V Košické kotlině jsou známé přirozené slané prameny předně ze širšího východního a severovýchodního okolí Košic, hlavně v údolí Torysy a při Olšavě. Byly zde zjištěny silně sycené slané vody s koncentrací přes 500 mg/l (Rozhanovce, Ťahanovce, Varhaňovce, Herľany). Vody středně sycené (100—500 mg/l) (Lemešany, Bretejovce a j.) a vody slabě slané (10—100 mg/l). Silně sycené vody v Ťahanovcích a v Herľanech jeví výrony plynů se stopami vyšších uhlovodíků.

Z jižního okolí Košic známe většinou slabě slané vody.

Bohatá na slané prameny, většinou silnější až silné koncentrace je Prešovská kotlina. Jsou to předně dávno známé solanky z okolí Solivaru, které se soustřeďují v údolí solivarského potoka. Ostatní slané prameny jsou vá-

Orientační chemické analysy některých slaných vod

Lokalita	Odpadek g/l	$Na^{\cdot}$ mg/l	$K^{\cdot}$ mg/l	$Ca^{\cdot\cdot}$ mg/l	$Hg^{\cdot}$ mg/l	$Fe^{\cdots}$ mg/l	Cl' mg/l	I' mg/l	SO_4'' mg/l	HCO_3 mg/l	CO_3'' mg/l	CO_2 volný mg/l	SiO_2 mg/l	R_2O_3 mg/l	Poznámka
Šachta Leopold	307,410	118 556		1 261,0	192,0	31,0	182 992,0		2 770,0	700,0	620,0				
Išla	5,301	1 790,0		130,2	38,3	stopy	2 638,0	2,9	402,4		128,0	236,0	25,3	10,8	
Zlatá Baňa	0,441,6	50,6		93,7	26,5		8,9	0,2	56,6		177,0	1 038	61,8	3,2	
Kokošovce	1,7878	425,2		183,0	20,2		262,1	0,3	355,7		498,0	1 358,0	82,3	2,2	
Haniska	1,1288	68,9		256,4	73,7		10,6		234,0		474,0	985,0	34,4	5,0	
Drienovská N. Ves	1,0222	41,4		265,0	48,7		26,6		67,7		1026,6		14,5	11,0	
Soľ	0,8636	737,2		15,0	5,3		168,0		45,2		324,0	236,0	33,6	7,2	
Hencovce	9,603	3 337,8		342,3	60,1		4 843,2		O	1 966,7				11,6	
Sobrance	4,4898	1 187,5	92,6	306,2	88,5		2 382,3		200,0		112,2		109,1	11,2	
Sejkov	6,292	2 037,7	184,0	154,3	168,7	stopy	1 849,6	1,2	138,3	3 657,0		1 133,0	70,3		Přítomen $CH_4C_2H_4$

zány na údolí a přilehlé příbřežní pásmo řeky Sekčov a Torysy (Išla, Kelemeš, Blhavka, Haršág, Petroviany, Močarmany a j.). Pramen jz. od Fintic má výrony plynů.

Značně osamocené, slabě slané prameny se stopami plynů jsou známé ze Zlaté Baně, Kokošovců, Hermanovců a Petrovců.

Východně Prešovsko-Slánských hor jsou vývěry slaných pramenů soustředěny do severní oblasti hrabovecko-vranovské a v jižní oblasti slanecké. V oblasti severní je známo více než 25 přirozených vývěrů slaných vod různé koncentrace, řada z nich silně sycených (Soľ, Čaklov, Kučín, Hencovce, Sačurov). Slané vody u Kamenné Poruby a Davidova jeví stopy vyšších uhlovodíků.

Z jižního okrsku je třeba uvésti silně slané prameny u Nového Mesta, sv. od Kalše, Silváše, Vel. Kazimíra a vých. od Kuzmic (s výrony plynů). Kromě toho je zde známo množství slaných vývěrů středně sycených a slabě slaných.

V nížinném území mezi severní a jižní oblastí byly zjištěny slabě až středně sycené slané vody, a to většinou v umělých jímkách.

Všechny vody zde uvedených lokalit jsou v současné době systematicky geochemicky zkoumány a hodnoceny s hlediska jejich genese a současné vrstevní posice.

Nové ložisko

Průzkumnými pracemi na živice, které se v naší východní části pánve rozvíjejí od r. 1952, byly získány některé poznatky, které zdá se, ovlivnily nepříznivě dosavadní názor na pokračování prešovských solných ložisek k východu. Je to předně zcela nejistá a dosud neprokázaná přítomnost burdigalu na tomto území a neznámé rozšíření i vývoj helvetu ve vnitřních částech severního výběžku Potisské nížiny.

Prvé vrtné průzkumné práce na sůl v této části pánve skončily nezdarem. Podobný osud měly průzkumné vrtby na sůl na maďarském území, jihozápadně Michalan u osady Alsóregmec a Széphalon. Ukázalo se a částečně bylo prokázáno, že má-li se takový průzkum setkat s úspěchem, je nutným předpokladem komplexní výzkum a zhodnocení indicií a všech podkladů. Takového postupu zde nebylo v žádném případě. Nebyla na př. vzata v úvahu hloubka a funkce podloží, možnost vývoje solných obzorů v podobě solných až slabě solných pelitů a p.

Založená vrtba u obce Velat, jz. od Trebišova vrtala v mořském svrchním tortonu až do hl. 19,40 m. V této hloubce narazila již na podložní arkosy zemplínského paleozoika. Vrtba u obce Soľ, sz. od Vranova, v severozápadním výběžku pánve, byla likvidována pro technickou havarii v hl. 223 m, aniž by převrtala svrchní brakický torton. Obě vrtby byly situovány

na podkladě indikace slaného pramene a menší positivní gravimetrické anomalie. Další vyhledávací práce v této části pánve se již neprováděly.

V oblasti Albínova, severně od Sečovců jsou t. č. vrtány, resp. zkoušeny pionýrské hlubinné sondy na živice. Dvě z těchto sond, vzdálené od sebe více než 1 km, po zjištění asi 80 m* spodního, pestrého sarmatu převrtaly přibližně do hl. 1900 m brakický svrchní torton. Do hloubky asi 2200 m vrtaly ve slínitých jílech a slínitých jílovcích středního pásma svrchního, mořského tortonu (*bolivino-buliminového*), jehož basální část je již silně faunisticky ochuzená (J. Janáček 1958). Od této hloubky, až do hl. 2430 m, se uložila bezfosilní, silně slaná serie, totožného lithologického vývoje s nadložím. Do hl. 2490 m prošla vrtba solným ložiskem. Zastavena byla v hl. 2500 m, aniž by patrně celé toto ložisko převrtala. Usuzujeme tak proto, že při prvém čerpacím pokuse z podloží přitékala pažnicí překrytého a zacementovaného ložiska nejkoncentrovanější solanka.

Na druhé vrtbě bylo ložisko soli zastiženo asi o 100 m níže a má, zdá se, tutéž mocnost. Zde však byly vrtně-technické obtíže překonány chemickou úpravou výplachu, takže v současné době se vrtá v podloží ložiska. Je naděje, že zde budou získána cenná stratigrafická data o podloží solného ložiska.

Prozatím nám jisté informace o podloží dává hlubinná vrtba Trhoviště 1, ale též mělký a středně hluboký strukturní průzkum při severovýchodním okraji (Lesné) a na severovýchodním svahu zemplínského paleozoika. Na vrtbě Trhovišťě bylo zjištěno rozhraní mezi brakickým a mořským svrchním tortonem v hl. 1490 m. Následuje mořský torton střední zony *bolimino-buliminové* až do hloubky asi 1220 m. Jsou to šedé slínité jíly a slínité jílovce, zcela shodné s vývojem albínovským. Bezfosilní slínitá serie v podloží, která na Albínově má mocnost 230 m, je tu mocná pouze asi 80 m. Zatím co na Albínově, ve směru nahoru je faunistický přechod sterilní zony do bohatého buliminobolivinového pásma zcela pozvolný, vidíme na Trhovišti mikrofaunistické rozhraní ostré. Jádro z hl. 2202—2204 m má ještě velmi bohaté a typické společenstvo, avšak následující jádro z hl. 2250—2252 m je již sterilní. Lithologicky však toto rozhraní vyznačeno není.

Popsaná situace, jakož i ta skutečnost, že profil je zde u úseku bezfosilní slínité serie nápadně zkrácen, mluví pro přítomnost zlomu dosud neznámého průběhu. Tím by bylo lze též vysvětlit nepřítomnost solné serie na této vrtbě. V podloží takto zkrácené bezfosilní slínité serie bylo od hl. 2300 m převrtáno dosud asi 500 m mocné detritické souvrství tufitických a tufiticko vápenatých pískovců a pravděpodobně i slepenců se slínovci a jílovci, tufitickými jílovci a tufity. Pískovec tvoří až 30 m mocné lavicovité bloky, proložené uvedenými pelity. Jsou bělošedé až bílé, světle zelenošedé, řidčeji šedé. Tufy mají

* Hloubky jsou udávány podle jediné vrtby, na druhé vrtbě jsou přirozeně odlišné.

zbarvení rovněž bělošedé, žlutavěšedé, ale také světle zelenošedé až světle šedozelené. Slínovce a jílovce jsou šedé a světle zelenošedé. Ve spodních polohách byly zjištěny slínovce tmavošedé.

Celá tato serie, kterou pokládáme za podloží solného souvrství z Albínova, nápadně připomíná odkryté souvrství u Niž. Hrabovce a Vranova, které zde podle nových mikrofaunistických kriterií řadíme k basálnímu mořskému svrchnímu tortonu. Faunistických dokladů na Trhovišti však pro to dosud nemáme, neboť detritická serie je zcela bezfosilní. Není proto vyloučeno ani helvetské stáří tohoto vrstevního úseku.

Lithologickou, ale i mikrofaunistickou charakteristiku mořského svrchního tortonu (t. j. I. a II. pásma) názorně ukazují normální, avšak v mocnostech redukované profily mělkých sond na sv. okraji tortonské pánve, u Lesného. Střední, *bolivino-buliminová* zona mořského svrchního tortonu je zde, jako ostatně v celé naší části pánve, přítomna ve vývoji výlučne pelitickém. Jsou to šedé až tmavěšedé, též slabě nazelenalé, jemně písčité slínité jíly, vrstevnaté, značně pevné. Přesto, že mocnost tohoto souvrství je zde daleko menší než uvnitř sečovského tortonského zálivu, nebylo ji možno stanovit. To proto, že po svém uložení byla vystavena značně intensivní denudaci. Její odnos zde při okraji byl tak mohutný, že zůstala mnohdy zachována pouze v málo mocném denudačním zbytku. Vzácností nejsou zde ani sondy, které zjistily úplný odnos souvrství *bulimino-bolivinové* zony a dokonce hluboký destrukční zásah do podloží, t. j. do sádrovcového obzoru, resp. ještě do spodnějšího pásma *aglutinujících* foraminifer.

Nadložním souvrstvím, které zde na tento velmi členitý diskordantní povrch transgreduje, je spodní pestrý sarmat s velkými *Elphidiemi*.

Z oblasti Trhoviště — Lesné uvádí S. Svoboda (1958) ze souvrství zony *bolivino-buliminové* tento přehled mikrofauny:

Bulimina ex gr. *pupoides* d'Orb.,
Bulimina ex gr. *elongata* d'Orb.,
Bulimina ex gr. *aspera* n. a,
Bulimina sp., neurč. poškozené exempl.,
Bolivina cf., *dilatata* Rss.,
Bolivina sp., neurč. poškozené exempl.,
Triloculina cf. *inflata* d'Orb.,
Quinqueloculina cf. *akneriana* d'Orb.,
Quinqueloculina sp.,
Virgulina schreibersiana (Czjzek),
Cassidulina ex gr. *laevigata* (d'Orb.),
Angulogerina sp.,
Uvigerina sp., (drobné exempl.),

Rotalia ex gr. *beccarii* L.,
Valvulineria ex gr. *complanata* (d'Orb.),
Globigerina ex gr. *bulloides* d'Orb.,
Elphidium sp., velmi drobný exempl.,
Nonion sp., velmi drobný exempl.,
Cibicides sp., velmi drobný exempl.,
Pyrgo sp., poškozený zdeform. exempl.,
Dorothia sp. cf. *nuttali* Cushman,
Haplophragmoides cf. *compresus* Le Roy,
Miliolidae div. sp., poškoz. zdeform. exempl.,
Dendrophrya (?) sp.,
Mollusca, úlomky škořápek,
Echinoidea, úlomky ostnů,
Ostracoda div. sp., úlomky a
Pisces, úlomky skeletu, zuby.

Podložím středního pásma svrchního tortonu je zde již zmíněný „sádrovcový obzor". Je to 20—35 m max. až 45 m mocné souvrství šedých až tmavěšedých jemně písčitých slínitých jílů s hojnými, často až velmi hojnými proplástky, čočkami, řidčeji vložkami sádrovce. Souvrství je naprosto bez fauny. Ani systematicky opakovaným šetřením nepodařilo se v něm nalézti žádné stopy po fosiliích.

Hlouběji v profilu následuje spodní část svrchního mořského tortonu, pásmo *aglutinujících* foraminifer. Toto souvrství jeví ve vyšších polohách rovněž shodný lithologický vývoj. Jsou to šedé až tmavošedé, vrstevnaté, pevné slínité jíly, slabě jemně písčité. Tímto oddílem transgreduje svrchní torton, jak je zvláště dobře patrno na okrajích (zemplínské paleozoikum a j.). Transgrese se však nikterak výraznou lithologickou změnou neprojevuje.

Přítomná společenstva *aglutinujících* foraminifer jsou druhově dosti chudá, avšak bohatá jedinci. Obsahují typické mořské druhy tortonské, takže zde není žádných pochyb o normálním stratigrafickém sledu profilu svrchního mořského tortonu.

V oblasti Lesného zjistila v basálním souvrství B. Kudláčková (1958) toto společenstvo:

Haplophragmoides cf. *miocenicus* (Karr.),
Haplophragmoides cf. *subglobosus* Sars.,
Haplophragmoides cf. *carinatus* Cush.,
Textularia cf. *mariae* d'Orb.,
Haplophragmoides sp. d.,
Cyclammina cf. *deflua* Venglinskij,
Cyclammina sp. d.,

Sphaeroidina bulloides d'Orb.,
Uvigerina ex gr. *aculeata* d'Orb.,
Pullenia bulloides (d'Orb.),
Cibicides pseudoungerianus (Cush.),
Uvigerina sp.,
Globigerina bulloides d'Orb.

Podobný, v mocnostech redukovaný profil svrchním mořským tortonem (I.+II. pásmo), byl sondáží zjištěn na sv. svazích zemplínského paleozoika. Výjimku zde činí pouze nepřítomnost solinosného souvrství. Ani sádrovcový obzor není vyvinut.

Pokud se týká stáří solinosného souvrství, které je bezfosilní, máme a uvedli jsme některá zjištění, ze kterých můžeme vycházeti. Základním předpokladem a výchozím bodem je stratigrafická totožnost uvedených profilů mořského svrchního tortonu u Albínova, Lesného a ze sv. svahu zemplínského paleozoika a dílem i Trhoviště (do hl. 2300 m).

Mikrostratigrafická charakteristika souvrství je zcela totožná. Výjimku činí značná mocnost bezfosilní serie uvnitř tortonské pánve a faunisticky dosud neprokázané podloží na Albínově. Vynesená jádra z podloží solného ložiska jsou však lithologicky naprosto shodná s nadložím. Detritické souvrství z Trhoviště pokládáme od hl. 2300 m za nikoli normální. Vycházejíce též z paleogeografických úvah, musíme solinosné souvrství z Albínova paralelisovati se sádrovcovým obzorem u Lesného. Na rozdíl od Albínova nenastala zde však taková koncentrace, aby došlo k vylučování soli. Proces vylučování započal a současně tu končil sádrovcovou fásí. Zvýšená koncentrace solné složky se však odráží ve sterilitě sádrovcové serie. Na Albínově však vývoj pokračoval a vyvrcholil deposicí kamenné soli.

K ukládání soli zajisté nedošlo v sedimentačních údobích, které mají transgresivní ráz. Takový předpoklad je nelogický a skutečnosti neodpovídající. Je velmi obtížné představiti si vznik odškrcených nebo uzavřených pánviček s osobitým vodním režimem při okraji hlavních moří, které mají rozšiřující se tendenci. Vylučování a ukládání evaporitů nastalo bezpochyby v regresní nebo alespoň stagnantní vývojové periodě moře.

Je známo, že svrchní torton je v karpatských oblastech dalekosáhle transgresivní. Zaplavuje značná území přes pobřežní čáru spodnotortonského moře. Transgrese ovšem vykazovala menší periody stagnace, které na okraji mohly míti snad i ráz lokální regrese. Takovým sedimentačním úsekem je pravděpodobně nejsvrchnější vrstevní oddíl spodního pásma svrchního tortonu. V této době dochází k dočasné stagnaci vývoje, takže se mohly vytvořiti podmínky solné sedimentace. Obnovení transgresivních tendencí moře je počátkem nástupu sedimentace středního pásma *bolivino-buliminového.*

Postupující transgrese ve střední periodě byla zjištěna lokálním uložením těchto sedimentů přímo na starém podkladě na severním svahu zemplínského paleozoika. Přerušením solné sedimentace je konečně též dokumentem přílivu vod a návratu k normální salinitě s pomalým pronikáním mikrofauny bolivino-buliminového pásma.

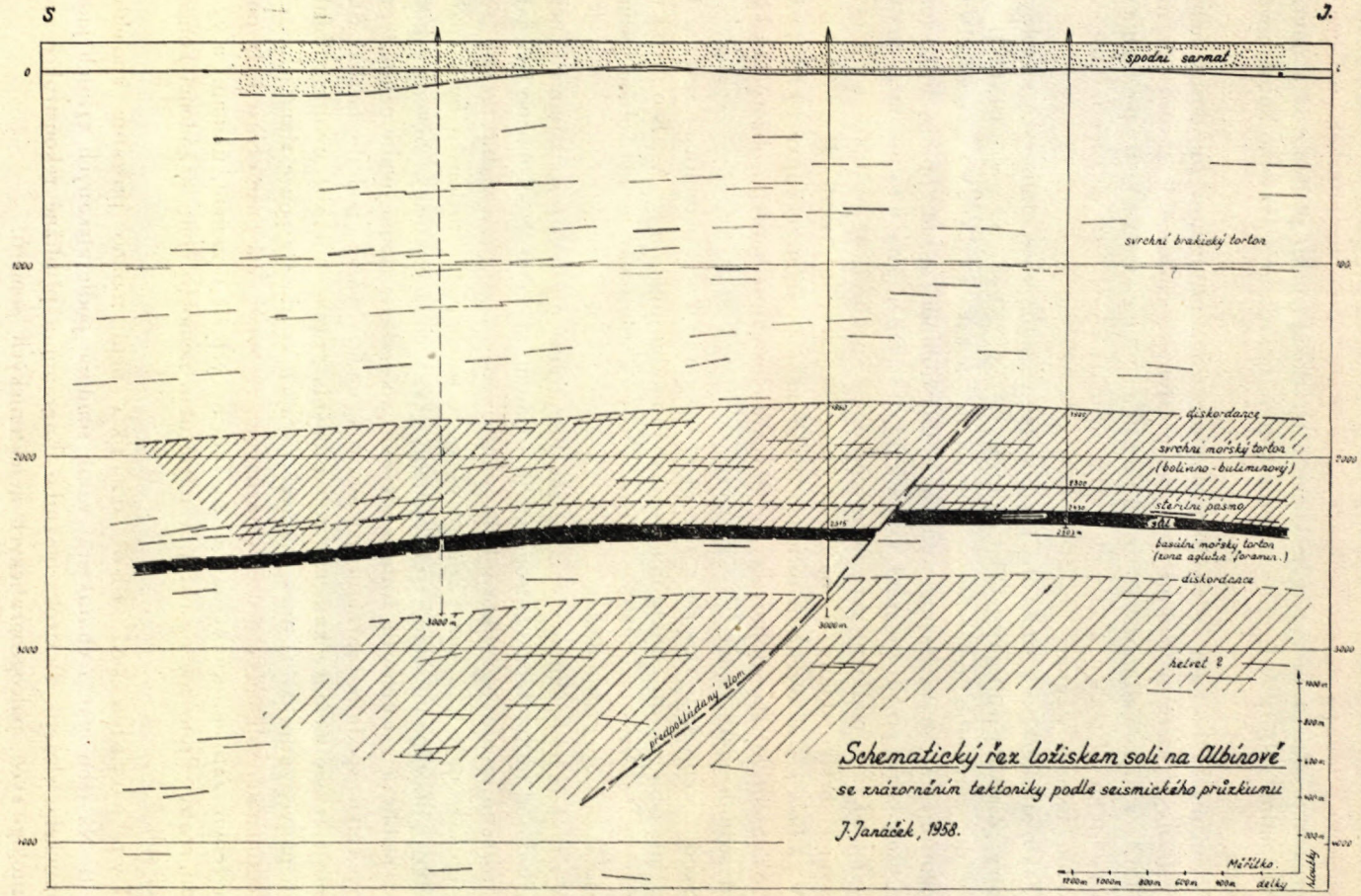
Vylučujíce vznik soli ve spodním tortonu, jehož přítomnost zde dosud nebyla prokázána a který je ostatně též transgresivní, docházíme k závěru, že naše solná serie albínovská se uložila v nejvyšších polohách basálního pásma svrchního mořského tortonu, které je údobím dočasné stagnace.

Takto stratigraficky situovaná kryje se posice solné serie albínovské se solnými obzory Zakarpatské Ukrajiny. J. A. Korobkov (1951) ji sice řadí do svrchního regresivního burdigalu, avšak O. S. Vjalov (1957) upozorňuje, že se vyznačuje tortonskou mikrofaunou a tudíž patří do tortonu. Lze však jasně prokázati mikrofaunistickou identitu mezi vrstvami chustskými, nadložní serií teresvenskou a spodní částí apšínské serie (t. j. vrstvami bešikurskými a baschevskými) ve smyslu pojetí Korobkova i Vjalova, se svrchním tortonem vídeňské a pannonské pánve (J. Cicha 1958). Solné ložisko albínovské lze též paralelisovat se solnými obzory dešských tufů sedmihradské pánve.

Spodní solná serie Zakarpatské Ukrajiny v tereblínské serii se řadila jak jsme uvedli, svrchnímu regresivnímu burdigalu (J. A. Korobkov 1951, O. S. Vjalov, 1957). Nelze ji tedy paralelisovati s naší solnou formací prešovskou nýbrž albínovskou.

Vznik soli albínovského ložiska nemůžeme přesněji rekonstruovati, neboť chybí dosud nutná data o paleogeografii spodního miocénu. Není možno říci, jakého rozsahu, tvaru a velikosti byly solné pánve, jaké byly vodní režimy a p. To prokáže další průzkum. Zdá se však, že solná pánev tortonská byla značné rozlohy. Jihozápadní okraj tvořil paleozoický břeh zemplínský. Severovýchodní břeh přibližně asi určovala linie pozdějšího laboreckého zlomu, podle něhož teprve od počátku spodního sarmatu poklesávala uhelná pánev podvihorlatská. Skutečnost, že sedimentace kamenné soli proběhla v plné intensitě uvnitř, v hlubší části pánve, zatím co na dnes známých okrajích se uložily pouze slané jíly, resp. k sedimentaci soli vůbec nedošlo, naznačuje, že téměř celá naše oblast byla polouzavřeným zálivem, který souvisel na jihu a východě s mořem, úžinami s vysokými prahy. Proto zde na okraji v místě úžin nemohlo dojíti k žádoucí koncentraci soli.

Typ nového solného ložiska není možno prozatím spolehlivě určiti. Na jeho tvar a charakter i vznik soudíme podle získaných vrtních jader, chemického složení, elektrokarotážního diagramu a přibližné rekonstrukce sedimentologických, paleogeografických a tektonických poměrů.

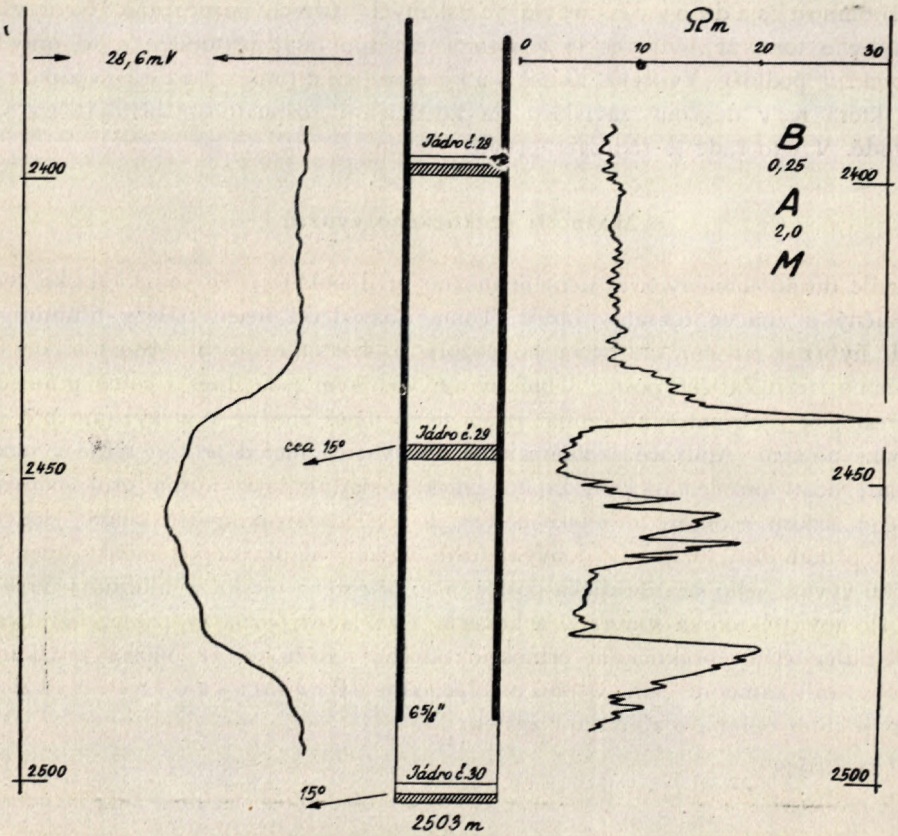

S
J.
spodní sarmat
svrchní brakický tortor
diskordance
svrchní mořský tortor
(bolinno - bulimanový)
sterilní pásmo
sůl
bazální mořský tortor
(zona aglutin. foramin.)
diskordance
helvet ?
předpokládaný zlom
Schematický řez ložiskem soli na Albínově
se znázorněním tektoniky podle seismického průzkumu
J. Janáček, 1958.
Měřítko.
1200m 1000m 800m 600m 400m délky
hloubky

Je možno vcelku říci, že ložisko netvoří intensivně zvrásněné těleso diapirového typu. Tomu nasvědčuje již značná hloubka uložení. Detailní tektonika solných vrstev, která je podmíněna různou plasticitou solné hmoty a slínitých jílovců, byla však v jádrech pozorována. Je patrna zvláště na styku těchto dvou sedimentů nebo v úseku solné vrstvy, proložené proplástky slínitého jílu.

Není vážných námitek proti závěru, že na obou vrtbách byl zastižen tentýž solný obzor, takže ložisko je vrstevní. Je pravděpodobně dislokované, neboť konstrukce ložiskové vrstvy podle hloubkových zjištění obou sond se nekryje s vrstevní tektonikou seismických řezů (viz profil).

Podle zhodnocení elektrokarotážního diagramu na vrtbě Albínov je 1 ložisko tvořeno z největší části porésním sedimentem, pravděpodobně pískovcem a snad i slepencem. Jádro z této sondy tvoří střednězrnitý pískovec, silně impregnovaný solí. Podíl soli tvoří až 85 % celkové váhy vzorku. Kromě toho jsou

Elektrokarotážní diagram ložiska soli na vrtbě Albínov-1.



přítomny mocné polohy čisté, mechanicky jen málo znečistěné soli. Sůl má hrubě zrnitou strukturu, je bezbarvá, v zrnech dokonale průhledná, ve vrstvách našedlá až šedá.

Jádro ze sondy Albínov 2 obsahuje ze 4 m celkového výnosu 2½ m čisté soli, stejné struktury, která není při nadloží omezena. Podle diagramu tvoří čistá sůl 2—6 m mocné vrstvy, proložené polohami slínitých jílů a slínovců. Slínovce a slínité jíly jsou šedé, tence vrstevnaté až lupenité. Kromě detailní tektoniky na styčné ploše se solí je možno na pelitické části jádra pozorovati postgenetické puklinové narušení. V blízkosti soli jsou pukliny vyplněny vtlačenou, ale i rekrystalisovanou čistou solí.

Chemickou analysou bylo zjištěno toto složení:

NaCl	98,85 %
KCl	0,05 %
$MgCl_2$	0,70 %
nečistoty	0,40 %

Přítomnost sádrovce nebyla v získaných jádrech pozorována. Není však pochyby o tom, že sádrovec je v solinosném souvrství přítomen, a to pravděpodobně v podloží. Vyplývá to ze sukcese sedimentace evaporitů, která je v nepřímé závislosti na koeficientu rozpustnosti přítomných solí ve vodě. V této řadě je sádrovec prvým členem.

Možnosti praktického využití

Podle dosud učiněných zjištění je možno předpokládati, že solné ložisko tvoří význačný a značně rozsáhlý obzor. Tomu nasvědčují nejen nálezy hlubinných sond, nýbrž i zjištění sádrovcového obzoru u Lesného a Michalovců ve stejné stratigrafické posici. Objektivním vodítkem jsou dnes i solné prameny.

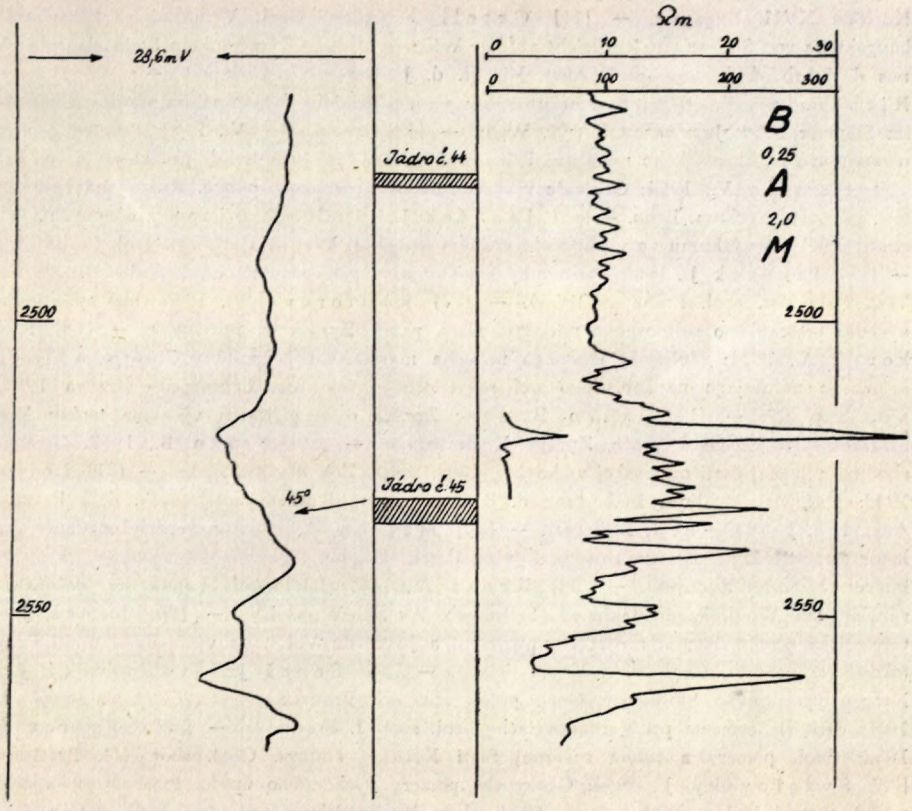
Přesto, že je to surovina cenná, ztrácí tento nález značně svůj význam pro své hluboké uložení. Aplikace ekonomických dobývacích metod je konkrétně v tomto případě dosti problematickou. Známe však základní data, nutná pro sledování solného obzoru k okraji tortonské pánve, do vyšších strukturních poloh. Jsou to: důkaz přítomnosti ložiska v dobyvatelném vývoji, nejpravděpodobnější směr takového vývoje, jeho stratigrafická posice, jeho přirozené indikace, hlubinná, vrstevní i zlomová tektonika souvrství a konečně i základní poznatky paleogeografické.

Nejdůležitějším praktickým přínosem nového nálezu je, že otázka průzkumu a dobývání kamenné soli v oblasti východně Prešovsko-Slánských hor je dnes opřena o konkretní zjištění.

2. IV. 1958

Čs. naftové doly, Hodonín

Elektrokarotážní diagram ložiska soli na vrtbě Albínov-2.



LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Orbis. Praha. — [2] Andrusov D., 1950: Soľné ložiská na východnom Slovensku. Almanach východného Slovenska 1948—1949. Košice. — [3] Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sborník Ústř. úst. geol. XVIII. Praha. — [4] Andrusov N., 1897: Nekotoryje zamečanija o vzajimnych solnošenijach verchnotretičnych otlozenij Rossii, Rumunii i Avstro-Vengrii. Trudy Sankt-Petersburkago občestva jestetvoispytatelej. Otdel geologii-mineralogii XXVIII. Peterburg. — [5] Buday T., Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, Zoš. 43. Bratislava. — [6] Cicha I., 1958: Několik poznámek k problematice vztahu předkarpatského, zakarpatského a československého miocénu s hlediska mikrofauny. Věstník Ústř. úst. geol. Praha (v tisku). — [7] Čechovič V., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu na Slovensku. Geol. sbor. I. Bratislava. — [8] Čechovič V., 1953: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. Geol. sbor. III, Bratislava. — [9] Ferenczy J., 1943: Geol. Verhältnisse d. Zempléner Inselgebirges. Jahresber,

d. kgl. ung. geol. Anst. 1939—40, I. Budapest. — [10] Fischer S., 1887: Die Salzquellen Ungarns im Auftrage d. Ung. geol. Gesellschaft untersucht u. bearbeitet von S. Fischer. Földtani Közlöny XVII. Budapest. — [11] Gesell A., 1886: Geol. Verhältnisse d. Steinsalzbergbaugebietes von Soóvar mit Rücksicht auf die Wiedereröffnung d. ertränkten Steinsalzgrube. Mitteil. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. VII, f. d. J. 1884—87. Budapest. — [12] Hauer F., Richthofen F., 1859: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. Jahrbuch GRA X. Wien. — [13] Homola V., 1953: Přehled geologických poměrů východoslovenského neogénu. Rukopisná zpráva. Archiv Nerud. průzkumu n. p. Brno. — [14] Homola V., 1954: Geologie východoslovenské neogenní pánve. Rukopisná zpráva. Arch. Úst. pro naft. výzkum. Brno. — [15] Janáček J., 1958: Předběžná zpráva o nových výsledcích stratigrafického výzkumu ve východoslovenském neogénu. Věstník Ústř. úst. geol. Praha (v tisku). — [16] Janáček J., 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věst. Ústř. úst. geol. Praha (v tisku). — [17] Kantorová V., 1954: Mikropaleontologický výskum prešovského solinosného miocénu. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [18] Korobkov J. A., 1951: Molljuski srednego miocena marmarošskej vpadliny Zakarpatja. Trudy Vsesojuznego neftnajago naučnoissledovatel razvedočnogo instituta. Leningrad—Moskva 1951. nov. seria, vyp. 29. — [19] Leško B., 1954: Zpráva o geologickom výskume terénu Vranov—Strážske—Oreské. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [20] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [21] Lotczy L., 1943: Die wirtschaftliche Bedeutung d. Rückgliederung Rutheniens. Jahresb. d. kgl. ung. goel. Anst. f. d. J. 1939—40, I. Budapest. — [22] Maizon L., 1944: Az erdélyi-medence északkeleinek sztratigráfija mikrofaunisztikai vizsgálatok alapján. Beszámoló a magy. kir. földtani intézet, 1. füzet. Budapest. — [23] Reuss A., 1867: Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka in Galizien. Sitzungsb. Ak. d. Wiss. LV. — [24] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. sbor. V. Bratislava. — [25] Seneš J., Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, zoš. 46. Bratislava. — [26] Švagrovský J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach. Geol. sbor. I. Bratislava. — [27] Švagrovský J., 1952: Geol. pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geol. sbor. III. Bratislava. — [28] Švagrovský J., 1954: Geologické pomery východného úpätia Prešovsko-tokajských hôr medzi obcami Kalša a Michaľany. Geol. sbor. V. Bratislava. — [29] Schréter Z., 1941: Die hydrogeol. Verhältnisse d. Umgebung von Füzerradvány. Jahresber. d. kgl. ung. Anst. f. J. 1936—1938, III. Budapest. — [30] Vjalov O. S., 1957: Neogenní uloženiny západních částí USSR. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [31] Zázvorka V., 1953: Písky I. mediteranu *s Cardium (Laevicardium) kübecki* Hauer z osady Dúbrava u Prešova. Geol. sbor. IV. Bratislava.

JOSEF JANÁČEK

EINE NEUE SALZLAGERSTÄTTE IN DER OSTSLOWAKEI

Der Steinsalzabbau ist bisher in der ČSR auf ein einziges, salzführendes Prešover Revier, westlich vom Gebirge Prešovsko-Slánske hory beschränkt. Die Anfänge der Salzgewinnung in der Umgebung von Prešov datieren sich schon seit der zweiten Hälfte des 16. Jahrhundertes. Das Salz lagerte sich hier im Helvet, oder wahrscheinlich um die Wende Burdigal-Helvet ab. Das Salz bildet hier Linsen und Einlagen in den mergeligen Tonen, seltener auch zusammenhängende Schichten. Charakteristisch sind auch die Salzbrekzien, welche D. Andrusov als primäre betrachtet.

Der Zweck aller bisherigen Studien der Prešover Lagerstätte war vor allem die Erkenntnis

der Lagerungsverhältnisse und die Erklärung ihrer Genese. Der weitere Zweck und die Bestrebung der Forschungsarbeiter war Informationen über die Erstreckung der Salzlagerstätte, vor allem im Prešover Becken zu bringen. Später hat man die Möglichkeiten ihrer Fortsetzung in östlicher Richtung, in den nördlichen Ausläufer der Tisa-Ebene gesucht. Die Schlussfolgerungen aller Forschungsarbeiten gehen dabei aus der allgemeinen Ansicht über das helvetische, bzw. burdigal-helvetische Alter der salzführenden Schichten von Prešov, der Karpatenukraine, Rumänien und am inneren Rand der Karpaten aus. Ihre Prognosen stützen sich also auf die notwendige Voraussetzung der Existenz des Helvets, bzw. Burdigal-Helvets. Neue, und wie es sich heute zeigte, vollkommen begründete Anschauung über die Entstehung der Salzlagerstätten im östlichen Teil des Beckens sprach V. Homola (1953) aus. Auf Grund seiner Untersunchung des Beckenrandes und kritischer Revision der stratigraphischen Position der Salzlagerstätten in Rumänien und in der Karpatenukraine gelangte er zu der Schlussfolgerung, dass im Gebiet des nördlichen Ausläufers der Tisa-Ebene die Anwesenheit einer jüngeren, d. h. tortonischen Salzformation sehr wahrscheinlich ist.

Bei den zum Aufsuchen von Bitumina im östlichen Teil des Beckens seit dem J. 1952 durchgeführten Untersuchungsarbeiten hat man manche Erkenntnisse erworben, die die bisherige Anschauung auf die Fortsetzung der Prešover Salzlagerstätte gegen Osten ungünstig beeinflussten. Es ist vor allem die vollkommen unsischere und bisher unbewiesene Anwesenheit des Burdigals auf diesem Gebiete und die unbekannte Ausbreitung und Entwicklung des Helvets in den inneren Teilen des Beckens.

Diese Erkenntnisse und die ersten Feststellungen über die Genese und Akkumulation des Erdöls und Erdgases zwankten einige Arbeiter zur unbegründeten Behauptung, dass die bekannten Salzwasserquellen östlich vom Gebirge Prešovsko-Slánske hory bituminöse Wässer sind. Neue hydrogeochemische Erforschungen zeigten jedoch klar, dass es sich hier tatsächlich grösstenteils um mehr oder weniger entwertete Salzwässer handelt, die die Salzlagerstätte in der Tiefe indizieren könnten.

Die ersten, zum Aufsuchen des Salzes durchgeführten Arbeiten endeten mit Misserfolg. Es war eine auf Grund der Salzwasserquelle und kleinerer gravimetrischer Anomalie situierte Bohrung bei der Gemeinde Soľ und Velaty. Die Bohrung Soľ im nördlichen Teil des Beckens wurde aus technischen Gründen likvidiert, ohne das marine Torton anzubohren. Die Bohrung bei Velaty, SW von Trebišov stiess vorzeitig auf das Liegende des Zempliner Paläozoikums.

Im Gebiete der Gemeinde Albínov, nördlich von Sečovce werden derzeit Aufschlusstiefbohrungen durchgeführt. Zwei von diesen, voneinander mehr als 1 km entfernte Bohrungen haben nach der Feststellung von einer cca 80 m mächtigen Lage des bunten Untersarmats bis cca in die Tiefe von 1900 m das brackische Obertorton durchgebohrt. Bis in die Tiefe von 2200 m bohrten sie in mergeligen Tonen und mergeligen Tonschiefern der mittleren Zone des marinen Obertortons (Zone mit Buliminen und Bolivinen), dessen basaler Teil sehr fossilarm ist. Tiefer, bis in die Tiefe von 2430 m lagerte sich eine fossilfreie, stark salzige Serie übereinstimmender lithologischer Entwicklung mit dem Hangenden ab. Es ist wahrscheinlich ein basaler Teil dieser Schichten. Bis in die Tiefe von 2490 m ging die Bohrung durch die Salzlagerstätte. Sie wurde eingestellt, ohne dass die Lagerstätte sichtbar durchgebohrt wurde. Bei der zweiten Bohrung wurde die Lagerstätte um cca 100 m tiefer angetroffen und es scheint, dass die dieselbe Mächtigkeit besitzt.

Die Informationen über die Salzschichten geben uns die Bohrungen am östlichen Rand des Beckens und auf dem nordöstlichen Hang des Zempliner Paläozoikums. Die lithologische und mikrofaunistische Charakteristik des marinen Obertortons (untere und mittlere Zone) zeigen anschaulich die normalen, jedoch in den Mächtigkeiten reduzierten Profile der seichten Sonden bei Lesné.

Die mittlere Zone mit Bolivinen und Buliminen, wie übrigens im ganzen unseren Teil des

Beckens, ist in einer ausschlisslich pelitischen Entwicklung anwesend. Es sind graue bis dunkelgraue, feinsandige, mergelige Tone und mergelige Tonschiefer. Ihr Liegendes bildet ein 20—35 m, max. 45 m mächtiger Gipshorizont. Er wird durch dieselben mergeligen Tone und mergeligen Tonschiefer mit häufigen Gipseinlagen und -linsen gebildet. Die ganze Schichtengruppe ist fossilfrei und entspricht zweifellos unserer Salzschichtengruppe bei Albínov.

Tiefer im Profil folgt der untere Teil des marinen Obertortons, die Zone der agglutinierten Foraminiferen. Diese Schichtengruppe zeigt in den höheren Lagen gleichfalls eine übereinstimmende Entwicklung. Unten ist sie transgressiv und stärker bis stark sandig.

Aus der Tiefbohrung in diesem Gebiete kennen wir aus dem Liegenden der Zone mit Buliminen und Bolivinen, bzw. aus dem Liegenden der fossilfreien, mergeligen Serie eine cca 500 m mächtige detritische Schichtengruppe tuffitischer und kalkig-tuffitischer Sandsteine und vielleicht auch Konglomerate mit Mergel- und Tonschiefern. Diese Serie erinnert auffallend an die aufgeschlossenen miozänen Schichten bei Vranov, am nördlichen Rand des Beckens, die wir nach den neuen mikrofaunistischen Kriterien dem basalen Obertorton angliedern. Wir besitzen jedoch für diese Korrelation in der detritischen Schichtengruppe keine faunistischen Beweise. Es ist deshalb auch das helvetische Alter dieser detritischen Serie nicht ausgeschlossen. Dann wäre jedoch das Profil dieser Tiefbohrung tektonisch verkürzt, da hier die ganze untere Zone, einschliesslich der Salzlagerstätte fehlt.

Aus den paläogeographischen Erwägungen ausgehend, müssen wir die salzführenden Schichten von Albínov mit dem Gipshorizont bei Lesné korrelieren. Zum Unterschied von Albínov kam es hier jedoch zu keiner Salzausscheidung. Der Prozess begann und endete auch mit der Gipsphase. Die erhöhte Konzentration der Salze spiegelt sich jedoch in der faunistischen Sterilität der Gipsserie ab.

Zur Ablagerung des Salzes kam es gewiss nicht in den Sedimentationsperioden, die den transgressiven Charakter besitzen. Die Entstehung von Salzsedimentationsbecken und Lagunen in einem Meer mit einer Erweiterungstendenz ist unwahrscheinlich und unlogisch. Zur Ausscheidung und Ablagerung der Evaporite kam es unzweifelhaft während der Regressions- oder wenigstens Stagnationsentwicklungsperiode des Meeres.

Es ist bekannt, dass das Obertorton in den karpatischen Gebiten weitgreifend transgressiv ist. Die Transgression wies allerdings kleinere Stagnationsperioden aus, die am Rande vielleicht auch den Charakter einer lokalen Regression haben könnten. So ein Sedimentationsabschnitt ist wahrscheinlich der oberste Abschnitt der unteren Zone des Obertortons. In dieser Zeit kommt es zur zeitweiligen Stagnation der Entwicklung, so dass sich die Bedingungen zur Sedimentation des Salzes bilden könnten. Die Erneuerung der transgressiven Tendenzen des Meeres ist der Beginn des Antrittes der mittleren Zone mit Bolivinen und Buliminen.

Die fortschreitende Transgression am Anfang der mittleren Zone wurde durch die lokale Ablagerung dieser Sedimente direkt auf der alten Unterlage auf dem nördlichen Hang des Zempliner Paläozoikums festgestellt. Die Unterbrechung der Salzsedimentation ist auch ein Beweis der Flut und der Rückkehr zur normalen Salinität mit dem langsamen Durchdringen der Mikrofauna der Zone mit Bolivinen und Buliminen.

Die Entstehung des Salzes im Untertorton — dessen Anwesenheit hier bisher nicht nachgewiesen wurde — ausschliessend, kommen wir zur Schlussfolgerung, dass sich die Albínover Salzserie in den höchsten Lagen der basalen Zone des marinen Obertortons ablagerte.

Den Typ der Salzlagerstätte kann man vorläufig nicht verlässlich bestimmen. Über ihre Form, den Charakter und die Enstehung urteilen wir nach den erworbenen Bohrkernen, der chemischen Zusammensetzung, der elektrischen Auswertung der Bohrungen und beiläufiger Rekonstruktion der sedimentologischen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse.

Im ganzen kann man sagen, dass die Lagerstätte keinen intensiv gefalteten Salzstock bildet. Eine detaillierte Salztektonik wurde jedoch auf den Kernen beobachtet. Die Lagerstätte ist

wahrscheinlich schichtenförmig. Sie ist wahrscheinlich disloziert, da die Konstruktion der Lagerstättenschichte nach den Feststellungen der Tiefbohrungen sich mit der Schichtentektonik der seismischen Schnitte nicht deckt.

Der Salzhorizont wird grösstenteils durch poröses Material, Sandsteine und wahrscheinlich auch Konglomerate gebildet. Das Salz bildet reiche Impregnationen zwischen den Sedimentkörnern. Es sind auch mächtige Lagen von reinen Salz anwesend, die oft Schichten mergeliger Tone als Einlagen enthalten. Die mergeligen Tone sind zusammen mit dem Salz intensiv detailgefaltet und postsedimentär gestört. Die Spaltenräume sind mit dem eingepressten, aber auch rekristallisierten, reinen Salz ausgefüllt.

Durch eine chemische Analyse hat man folgende Zusammensetzung festgestellt:

NaCl	98,85 %
KCl	0,05 %
$MgCl_2$	0,70 %
Unreinigkeiten	0,40 %

Die Anwesenheit von Gips wurde im Albínov nicht beobachtet. Es ist jedoch zweifellos, dass er tiefer in den Salzschichten anwesend ist. Das folgt aus der Sukzession der Sedimentation der Evaporite, die in indirekter Abhängigkeit von dem Auflösungskoeffizient ist.

2. IV. 1958

Tschechoslowakische Erdölbergwerke,
Hodonín

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

IVAN CICHA

MIKROBIOSTRATIGRAFICKÉ POMĚRY NEOGENU V Cf VRTBÁCH V ŠIRŠÍM OKOLÍ LAKŠÁRSKÉ NOVÉ VSI (VNITROALPSKÁ PÁNEV VÍDEŇSKÁ)

(Německé resumé)

V roce 1956 byl prováděn mikrostratigrafický výzkum neogenních sedimentů mezi Lakšárskou Novou Vsí a Plaveckým Petrem. Účelem výzkumu bylo provést stratigrafické zhodnocení mikrofauny a možné rozčlenění v pásma ke stratigrafické korelaci Cf vrteb. Stratigrafický výzkum byl v počátku prováděn V. Cílkem, později T. Budayem a V. Špičkou, kteří výsledky svých prací uveřejní v samostatné zprávě.

Přehled dosavadních výzkumů

Výzkumy ve vnitroalpské pánvi vídeňské, konané do roku 1956, byly zhodnoceny ve zprávě T. Budaye a I. Cichy (1956). V této práci bylo provedeno rozdělení spodního a středního miocénu vnitroalpské pánve. Byl rozdělen burdigal na spodní a svrchní, ke svrchnímu burdigalu byl přeřazen helvet (konglomerát a šlír) ve smyslu prací na př. R. Grilla, 1941—43 a R. Janoschka, 1951. Spodní helvet nebyl dosud v pánvi dokázán. Svrchní helvet byl rozdělen ve čtyři pásma, z nichž t. zv. IV. pásmo je regresivní. Při přehledném popisu tortonu bylo akceptováno rozdělení T. Budaye, 1955 na spodní a svrchní torton (spodní = lagenidová zona, svrchní = zona s aglutinujícími foraminiferami, zona bulimino-bolivinová a zona rotaliová). Ve svrchním tortonu se jednotlivé zony částečně ekvivalentně zastupují.

Mikrobiostratigrafické výzkumy na zpracovávaném území byly předběžně prováděny K. Slavíkovou (nepublikováno). V těchto pracích byl zpracován především pannon. Při našich výzkumech použili jsme některých záznamů K. Slavíkové při stratigrafickém zařazení některých vrstev. V roce 1956 bylo prováděno přehledné mapování na západním úpatí Malých Karpat kolektivem T. Budaye. Při těchto pracích byl prokázán na okraji pánve helvet

(u Prieval), dále svrchní torton a sarmat. V pestrém svrchním pannonu nebyly nalezeny organické zbytky.

Mikrobiostratigrafie popisované oblasti

Mikrobiostratigrafickým průzkumem byly bezpečně zjištěny sedimenty stáří: svrchní helvet, svrchní torton, dále sarmat a pannon. Posledním dvou jmenovaným stupňům nebyla však věnována pozornost s hlediska jemnějšího rozčlenění a tyto byly sledovány pouze rámcově. Tortonské a helvetské sedimenty se převážně tektonicky stýkají se sarmatskými a pannonskými vrstvami.

Svrchní helvet

Převážná část zkoumaného území je tvořena svrchnohelvetskými sedimenty. Na základě zhodnocení asociací mikrofauny lze tyto vrstvy rozdělit do dvou pásem:

a) svrchní pásmo, charakterisované sporadickou mikrofaunou, převážně zcela bezfosilní,
b) spodní pásmo s bohatou mikrofaunou.

Svrchní pásmo

Nejvyšším členem helvetu v této oblasti jsou silně faunisticky ochuzené vrstvy. Nejčastěji se však v nich setkáváme se zcela faunisticky sterilními partiemi. Místy se v souvrství objevují velmi hojné pyritisované rozsivky, patřící převážně rodu *Coscinodiscus*, shodné s diatomaceemi podložního bohatého pásma. Z foraminifer se setkáváme pouze v některých vzorcích s poměrně velmi vzácným výskytem těchto někdy zakrnělých dírkovců, hojnostně v tomto pořadí: *Elphidium macellum* (Ficht. & Moll), *Rotalia beccarii* (Linné), *Nonion communis* (d'Orb.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), *Globigerina bulloides* d'Orb. a úlomky *siphonodosarií*. Dále jsou přítomny vzácněji přeplavené *radiolarie*, úlomky *otolitů*, ostnů *ježovek*, *jehlice hub* a fragmenty tenkoskořepatých *ostrakodů*. Ve vrtbách v Lakšárské Nové Vsi a sv. od této obce se na př. v některých vrtbách polohově v tomto souvrství objevují bohatší obzory s mikrofaunou, která je zastupována druhy *Bulimina elongata* d'Orb., (silně upomínající na svrchnotortonské typy), *Uvigerina semiornata urnula* d'Orb., aglutinovanými dírkovci atd. Objevení se těchto bohatších poloh v celkově ochuzených vrstvách lze přičítat přechodnému zlepšení životních podmínek. Je vázáno na zlepšení komunikace vod této pravděpodobně částečně isolované oblasti s vodami hlubších částí pánve. Proces vyslazování, zde spojený s degenerací fauny, probíhal v údobí regionální regrese svrchního helvetu značně pomaleji. Na celém

území se ve výplavech vzorků z vrteb hojně objevují úlomky uhlí a pyrit, který svědčí pro redukční prostředí při dně.

Tento fakt je v přímém rozporu s petrografickou charakteristikou t. zv. II. pásma v pánvi (T. Buday — I. Cicha 1956), kde pyrit se vyskytuje velmi vzácně a rozsivky jsou nepyritisované (zjištěno J. Březinou). Petrografický charakter výplavu je místy v některých vrstvách značně rozdílný. Setkáváme se často s hojnými úlomky jílovců s pyritem, zatím co substance tvořená křemenem ustupuje značně do pozadí a naopak.

Superposice těchto vrstev v nadloží bohatého spodního pásma, prokázaná zcela jasně na př. ve vrtbách Cf Lv 227, 234, 242, 244, 247 ukazuje, že vrstvy svrchního chudého pásma jsou mladší. V jejich nadloží byl prokázan spodní a svrchní torton.

Lithologicky je svrchní pásmo značně proměnlivé. Vyznačuje se šedými až nahnědlými písčitými vápnitými jíly, ve kterých jsou hojné vložky nebo polohy zuhelnatělých zbytků rostlin, dále pestrými zbarvenými vápnitými jíly, s polohami jílů, které jsou 10—15 m mocné. Převládají však zelenavěšedé, slabě zpevněné písčité vápnité jíly.

Srovnáním faunistického obsahu těchto vrstev odpovídá toto souvrství IV. pásmu svrchního helvetu v pánvi. Dosavadní pokusy rozčlenit toto souvrství do horizontů na základě mikrofauny, které by bylo možno korelovat, se ukázaly bezvýsledné.

Toto pásmo se dále k sv. obohacuje, jak ukázal orientační výzkum některých nových Cf vrteb. Místy se masově objevují jehlice hub, bohatší brakická, silně zakrnělá mikrofauna a nepyritisované rozsivky, převážně v nejvyšší části tohoto souvrství. Vrstvy v tomto vývoji plně odpovídají t. zv. svrchnímu spongiovému pásmu ve smyslu K. Horčice — I. Zapletalové (interní zpráva), které byly zařazeny ke IV. pásmu svrchního helvetu (T. Buday — I. Cicha, 1956).

Mocnost IV. pásma u Lakšárské Nové Vsi dosahuje ve vrtbách 250 m. Jak však ukazují dosavadní výsledky lithologické korelace vrteb, je pravděpodobné, dle T. Budaye a V. Špičky (ústní sdělení), že tyto vrstvy dosahují maximální mocnosti 350 m.

Spodní pásmo

Jak již bylo uvedeno, jsou vrstvy tohoto pásma charakterisovány bohatou, převážně výrazně marinní mikrofaunou. Tyto vrstvy lze především dobře sledovat na území severně Plaveckého Petra a Plaveckého Mikuláše.

Nejdelší profil těchto vrstev byl získán na vrtbě Cf Lv 257. Získaný profil měří 331 m a lze předpokládat, že vrstvy s bohatší mikrofaunou pokračují značně hlouběji. Uvedené souvrství je možno rozdělit mikrofaunisticky do několika aso-

ciačně odlišných subzon, jejichž mocnost i obsah fauny, jak se ukázalo, je na širším areálu na zkoumaném území značně konstantní.

Byly vymezeny tyto subzony, označené pomocně velkými písmeny: *P* (subzona s pyritisovanou mikrofaunou), dále *A—A* 1 (subzona s bohatou marinní, převážně vápnitou mikrofaunou, subzona *R* s *robuly*), subzona *B* (charakterisována druhem *Höglundina elegans*) a subzona *C—C* 1 (s hojnými *aglutinanciemi*).

Stratigraficky nejvýše v pásmu s bohatou mikrofaunou v podloží faunisticky silně ochuzeného souvrství stojí subzona s pyritisovanou mikrofaunou. Tato je charakterisována masovým rozvojem *uvigerin*, především druhu *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp & Turnovsky a *Uvigerina parkeri breviformis* Papp & Turnovsky. Dále se místy hojně objevuje *Chilostomella ovoidea* Rss., *Bulimina elongata* d'Orb. a vzácněji *Virgulinella pertusa* (Rss.). Ostatní druhy dírkovců jsou přítomny pouze podřadně. Jen velmi vzácně se setkáváme se schránkami foraminifer, které nejsou vyplněny pyritem. Směrem do podloží ubývá pyritisovaných dírkovců. Tito se objevují v rozmezí asi 15—60 m. Často se však setkáváme i se značně redukovanější mocností této subzony.

Tato přechází do podloží v obzor s velmi bohatou, převážně dírkovcovou mikrofaunou (subzona *A—A* 1). Místy však lze pozorovat pod subzonou *P* asi 30 m hojnější polohy s aglutinanciemi (*Cyclammina* sp., *Haplophragmoides* sp.), které však do podloží silně ustupují (kromě *Martinottiella communis* a *textularií*) a jsou vystřídány bohatými asociacemi vápnitých foraminifer. Tato společenstva jsou representována především hojným výskytem těchto druhů (pořadí podle hojnosti): *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Ceratobulimina haueri* (d'Orb.), *Siphonodosaria elegans* (d'Orb.), *Robulus clericii* (Forn.), *Pullenia sphaeroides* (d'Orb.), *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Höglundina elegans* (d'Orb.), V některých horizontech se hojně objevuje *Uvigerina semiornata urnula* d'Orb., *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Marginulina rugosocostata* d'Orb., *Robulus inornatus* (d'Orb.), dále *rozsivky* rodu *Coscinodiscus* (pyritisované), úlomky *ostnů ježovek* a *makrofauny*. Kromě těchto nejvýraznějších druhů bylo identifikováno asi 40 specií dírkovců, jejichž zastoupení je však značně v jednotlivých vzorcích proměnlivé. V rámci subzony *A—A* 1 pozorujeme po 60—70 m směrem do podloží pozvolné ochuzování a místy se setkáváme i se zcela bezfosilními partiemi souvrství. *Cibicides dutemplei* a některé další druhy dominující ve vyšších částech tohoto souvrství se vyskytují často zcela podřadně. Hojněji se v kvantitativně i v kvalitativně ochuzených asociacích objevují zástupci rodu *Quinqueloculina* (na př. *Quinqueloculina* ex. gr. *auberiana* d'Orb.), dále *Textularia* cf. *abbreviata* d'Orb., *Spiroplectammina serrata* (Rss.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Cibicides ungerianus ornatus* (Cushman), *Valvulineria complanata* (d'Orb.). V některých vzorcích jsou hojné rozsivky a úlomky měkkýšů (*Pleurotoma* sp., *Chemnitzia* cf. *reussi* atd.).

Dále po podloží pozorujeme pouze v některých vrtbách horizont charakteriso-

vaný velmi hojným výskytem *robulů*. Patří sem především druhy: *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Robulus cultratus* Montfort, vzácněji *Robulus clericii* (Forn.). Ostatní doprovodní dírkovcová fauna je tvořena chudou asociací druhů, význačnou pro předcházející subzonu. Vzhledem k facielní závislosti subzony s *robuly* (sobzona *R*) a místy jejímu velmi nesnadnému oddělení od typické subzony *A—A* 1 nelze pokládat její samostatné postavení za vyhovující a je vymezena přesně v typickém vývoji pouze v několika vrtbách. Mocnost subzony s *robuly* se pohybuje od 30—40 m.

Celková mocnost subzony *A—A* 1 (včetně *robulové* subzony) dosahuje až 160 m.

V jejím podloží je vyvinuta subzona opět s bohatou vápnitou dírkovcovou faunou a velmi hojným druhem *Höglundina elegans* (d'Orb.). *Cibicides dutemplei* se však v těchto vrstvách vyskytuje podřadněji. Zastoupení ostatní dírkovcové fauny je místy značně shodné se subzonou *A—A* 1, vcelku pozorujeme však relativně kvantitativně i kvalitativně ochuzenější faunu než v subzoně *A—A* 1. Mocnost *höglundinové* zony se pohybuje od 30 do 40 m. Nejčastěji se však sestkáváme s její 35 m mocností.

V podloží této zony se setkáváme s poměrně bohatou aglutinující mikrofaunou, která kvantitativně přibývá do podloží. Kromě aglutinujících druhů, obvyklých v předcházejících subzonách, přistupují k nim hojní zástupci rodu *Haplophragmoides* (*Haplophragmoides* cf. *obliquicameratus* Marks, *Haplophragmoides* sp. *Tm* 1 Vašíček, *Haplophragmoides* sp.), dále *cyclamminy*, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Bathysiphon* cf. *taurinensis* Sacco atd. Vápnitá dírkovcová fauna se značně redukuje. Častěji se v některých polohách objevuje (pořadí podle hojnosti): *Siphonodosaria elegans* (d'Orb.), *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Nonion communis* (d'Orb.), *Ceratobulimina haueri* (d'Orb.), *Robulus cultratus* Montf., *Siphonodosaria globularis* (Schub.), dále bývají zde přítomny často *otolity*, *jehlice hub* a úlomky neurčitelné makrofauny.

Maximální zjištěná mocnost této subzony je 190 m a lze ještě předpokládat její větší vertikální rozpětí.

Celková dosud zjištěná maximální mocnost všech uvedených subzon dosahuje až 400 m.

Litologicky se spodní pásmo dle V. Cílka vyznačuje slabě nazelenalými nebo slabě zelenavě šedými, slabě zpevnělými, místy vrstevnatě odlučnými vápnitými jíly. Místy se v nich objevují polohy jemnozrnných písků. Slepence jablonického typu se laterálně zastupují s vápnitými jíly a netvoří bezprostřední basi III. pásma. Jemnější rozčlenění celého souvrství pomocí litologie nemohlo být provedeno. Pouze v subzoně *P* pozorujeme nápadnější světle zelený horizont vápnitých jílů, který je nápadně odlišný od svrchního pásma.

Vztahy k ostatním středně miocénním pánevním sedimentům

Uvedená faunistická charakteristika odpovídá III. pásmu svrchního helvetu (štefanovských vrstev Buday — Cicha 1956), v typickém vývoji v Dolnomoravském úvalu. Svědčí pro to bohatý rozvoj dírkovců marinního charakteru. Během tohoto pásma se transgrese svrchního helvetu v Dolnomoravském úvalu značně rozšířila. V tomto údobí dochází k ukládání polymiktních slepenců jablonického typu, jejichž materiál byl přinášen během II. pásma za silného vyslazování celé pánve. Pro příslušnost námi zkoumaných vrstev ke III. pásmu svědčí též zjištěná přítomnost těchto slepenců ve vrtbách, které jsou okrajovým ekvivalentem vrstev III. pásma. Sedimentace jablonických slepenců v marinním prostředí spadá, jak bylo bezpečně prokázáno, jejich superposicí nad II. pásmem do III. pásma svrchního helvetu v celé pánvi.

Další důkazy pro stáří III. pásma lze spatřovat v tom, že vrstvy mezi Lakšárskou Novou Vsí a Plaveckým Petrem přecházejí do nadloží v pásmo se sporadickou zakrnělou mikrofaunou, které odpovídá t. zv. IV. pásmu svrchního helvetu.

Předběžné ekologické zhodnocení asociací mikrofauny ukazuje, že sedimentace spadá do pásma epibathyálního. Salinita vody, ve které docházelo k ukládání sedimentů, byla normální, s teplotou vody pod 20 °C. Celkově lze pozorovat pozvolný vývoj společenstev aglutinujících, které se zdají prokazovat studenější a snad hlubší vody, k asociacím s převahou vápnitých druhů, jejichž typickým představitelem je subzona *A*—*A* 1. Tato znamená optimální vývoj fauny, způsobený pravděpodobně vyšší teplotou vody. Nejvyšší subzona s pyritisovanou mikrofaunou potvrzuje, že tato část pánve ztrácí pravděpodobně spojení s oblastmi vod o normální salinitě, které vrcholí v údobí IV. pásma.

Torton

Z tortonu lze bezpečně prokázat svrchnotortonské sedimenty, o kterých pojednáme dál. Ve vrtbě Cf Lv 169 se však setkáváme v asociaci s hojnějšími lagenidami. Byly nalezeny tyto druhy dírkovců:

Martinottiella communis (d'Orb.), *Nodosaria aculeata* d'Orb., *Nodosaria rudis* d'Orb., *Dentalina badenensis* d'Orb., *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Uvigerina* ex gr. *barbatula* Macfadyen, *Uvigerina venusta liesigensis* Toula, *Uvigerina* cf. *venusta* Franzenau, *Siphonodosaria elegans* (d'Orb.), *Siphonodosaria verneuilli* (d'Orb.), *Bolivina hebes* Macfadyen, *Plectofrondicularia* sp. (úlomek), *Cassidulina laevigata* d'Orb., *Pullenia sphaeroides* (d'Orb.), *Gyroidina soldani* d'Orb., *Nonion boueanum* (d'Orb.), *Nonion pompilioides* (Ficht. & Moll), *Elphidium macellum* (Ficht. & Moll), *Elphidium flexuosum* (d'Orb.), *Globigerina buloides* d'Orb., *Globorotalia* ex gr. *scitula* (Brady), *Rotalia beccarii* (L.).

Toto společenstvo je běžné ve spodním tortonu vídeňské pánve. Podle výskytu některých *uvigerin* v pojetí Pappa a Turnovského (1953) by však mohlo odpovídat svrchnímu tortonu (zonám s *aglutinanciemi* a *bulimina — bolivina*). Vzhledem k tomu, že aplikace názorů těchto autorů se neukázala vždy opodstatněná, nelze zcela bezpečně stavět na nálezech t. zv. svrchnotortonských *uvigerin*.

Na celém námi zpracovávaném území se setkáváme v ostatních vrtbách se zcela jiným vývojem tortonu (svrchního). Předpoklad, že v tomto případě jde o facii svrchního tortonu, nepokládáme vzhledem k malé mocnosti od vrteb s typickým vývojem svrchního tortonu za zcela opodstatněný.

Vrstvy obsahující uvedenou mikrofaunu nebyly v ostatních vrtbách, které zasáhly torton, nalezeny.

Nelze však z obsahu mikrofauny stanovit, zda běží o vyšší nebo o nižší spodní torton.

Jak ukazují geologické výzkumy T. Budaye a V. Špičky (ústní sdělení), patří v této oblasti ke spodnímu tortonu pestré vrstvy, které byly původně kladeny V. Cílkem ještě ke svrchnímu helvetu. Pestré vrstvy leží však na IV. pásmu se zřetelnou diskordancí.

Mikrofaunisticky jsou tyto vrstvy sterilní.

Svrchní torton

Tyto vrstvy jsou na zpracovaném území vyvinuty ve značné mocnosti. V tomto souvrství lze rozlišit čtyři pásma. Tato jsou i na značně blízkých vrtbách proměnlivé mocnosti a nelze mezi nimi stanovit zcela přesnou hranici.

Jednotlivé zony se částečně facielně zastupují. Na to již poukázal T. Buday (1955).

V průběhu svrchního tortonu lze pozorovat směrem k nadloží zbrakičťování a ochuzování mikrofauny. Toto je zvláště dobře patrné severně a sv. od Lakšárské Nové Vsi, na př. ve vrtbě Cf Lv 205. Na basi svrchního tortonu v převážné většině vrteb je vyvinuta zona s bohatou makrofaunou. Ve výplavech byly na př. identifikovány druhy: *Venus (Timoclea) marginata* Horn, *Turritella bicarinata scalaria* Buch., *Arca* sp., úlomky *pectenů*. Z foraminifer jsou hojné druhy litorálního pásma: *Elphidium crispum* (L.), *Rotalia beccarii* (L.), z ostracodů *Cytheridea* ex gr. *mülleri* (Münster). Toto pásmo dosahuje místy až 40 m mocnosti. Jeho použití za horizont, kterého je možno využít ke korelaci, nepokládáme za opodstatněný. Při postupující transgresi svrchního tortonu se tato biocenosa vytváří všude při okraji pánve a může se objevit různě stratigraficky vysoko.

V některých vrtbách byla prokázána zona aglutinujících dírkovců, ve které dominují druhy: *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Martinottiella communis*

(d' O r b.), *Textularia gramen* d' O r b., *Uvigerina semiornata urnula* d' O r b., *Uvigerina pygmoides* P a p p & T u r n o v s k y, *Cibicides lobatulus* (W a l k. & J a c o b), *Cibicides dutemplei* (d' O r b.), *Gyroidina soldanii* d' O r b., *Globigerinoides triloba* (R s s.), *Orbulina suturalis* B r o n n i m a n n, *Globorotalia* ex gr. *scitula* (B r a d y). Tato zona je vyvinuta pouze v menším počtu vrteb a bývá obyčejně v nadloží pásma s makrofaunou. Maximálně dosahuje 80 m mocnosti. Toto pásmo přechází do nadloží v zonu, která je charakterisována *bolivinami* a *buliminami: Bulimina ovata* d' O r b., *Bulimina elongata* d' O r b., *Bulimina affinis* d' O r b., dále jsou hojné *Elphidium crispum* (L.), *Valvulineria complanata* (d' O r b.), *Virgulina schreibersiana* C z., *Pullenia sphaeroides* (d' O r b.), *Guttulina problema* d' O r b. Mocnost tohoto pásma, v jehož podloží bývá vyvinuta zona s makrofaunou, nebo zona aglutinujících je proměnlivá a pohybuje se od 20 až do 90 m.

Bezpochyby nejvyšším oddílem svrchního tortonu na tomto území jsou vrstvy s ochuzenou mikrofaunou s druhy (hojnostně v pořadí):

Elphidium crispum (L.), *Bulimina elongata* d' O r b., *Borelis haueri* (d' O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion granosum* (d' O r b.), *Nonion* cf. *boueanum* (d' O r b.), *Cibicides dutemplei* (d' O r b.), *Nonion pompilioides* (F i c h t. & M o l l), *Elphidium* cf. *flexuosum* (d' O r b.), *Quinqueloculina akneriana* d' O r b., *Globigerina bulloides* d' O r b., *Nonion tuberculatum* (d' O r b.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. & J a c o b), *Elphidium* cf. *hauerinum* (d' O r b.).

Mikrofauna je značně malého vzrůstu. Druh *Rotalia beccarii* je vzrůstem značně blízký speciím, které známe ze sarmatu vídeňské pánve. Přítomnost druhů *Cibicides dutemplei, Nonion pompilioides* a *Nonion boueanum* možnost sarmatského stáří však vylučuje. Další důkazy nepříslušnosti těchto vrstev k sarmatu lze spatřovat v chybění druhů sarmat charakterisujících, jako na př. *Elphidium reginum* (d' O r b.).

Vrstvy pestré facie svrchního tortonu obsahují pouze přeplavenou mikrofaunu helvetu a tortonu.

Celý svrchní torton je tvořen převážně šedými, jemně písčitými, vápnitými jíly. Nejsvrchnější vrstvy jsou v pestrém vývoji (pestré jíly, vápnité jíly, písky, štěrky).

Sarmat

V sarmatu lze rozlišit na tomto území G r i l l o v a pásma: pásmo s velkými *elphidiemi* je vyvinuto ve značně redukované mocnosti (místy pouze 10 m). V tomto pásmu se vyskytují především tyto druhy mikrofauny: *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium* cf. *fichtelianum* (d' O r b.), *Elphidium reginum* (d' O r b.), *Elphidium* cf. *macellum* (F i c h t. & M o l l), *Articulina sarmatica* d' O r b., *Rotalia beccarii* (L.), *Triloculina consobrina* d' O r b., *Triloculina inflata* d' O r b., dále *Mohrensternia inflata* A n d r j., *Chalmasia morelleti* P o k. atd.

Toto společenstvo se neodlišuje od fauny známé ze spodního sarmatu vídeňské pánve.

Zatím co při oddělení pásma s velkými *elphidiemi* od vyššího sarmatu nenarážíme na žádné potíže, nelze vždy stanovit přesnou hranici mezi pásmem s *Elphidium hauerinum-E. antoninum* a *Nonion granosum*. Často lze při odlišení těchto pásem použít pouze procentuelního zastoupení jednotlivých druhů pásmo charakterisujících. Kromě toho v zoně s *Elphidium hauerinum, E. antoninum* se v některých vzorcích objevuje hojněji *Articulina sarmatica*. V nejvyšších částech svrchního sarmatu v zoně s *Nonion granosum* místy je velmi hojná *Rotalia beccarii* v asociaci s úlomky neurčitelných *mlžů* a *plžů*. Celkově výzkum v sarmatu v této oblasti ukázal v hrubých rysech platnost G r i l l o v a rozdělení.

V celém průběhu sarmatu se ve vzorcích objevují dírkovci, s největší pravděpodobností přeplavení ze starších sedimentů. Patří k nim: *Nonion boueanum, Bulimina elongata, Bulimina pupoides, Cibicides* div. sp. Jejich zachování je však značně odlišné od autochtonních sarmatských dírkovců.

Sedimenty sarmatu jsou petrograficky tvořeny šedými až zelenošedými vápnitými jíly, místy pestře zbarvenými.

Pannon

Spodnopannonské vrstvy jsou na zpracovávaném území charakterisovány především těmito druhy ostracodů: *Erpetocypris abscissa* (R s s.), *Eucythereis folliculosa* (R s s.), *Hemicythere lörentheyi* (M é h e s), *Eucypris sieberi* (M é h e s), *Erpetocypris* sp. Maximální mocnost spodního pannonu se pohybuje kolem 300 m. Litologicky je vyvinut dle V. Cílka ve facii převážně zelenavěšedých, slabě písčitých vápnitých jílů až jílů.

Ve vyšším shodním pannonu (zona E) mocném 150 m, byly nalezeny tyto nejdůležitější druhy ostracodů: *Loxoconcha granifera* (R s s.), *Cytheromorpha lacunosa* (R s s.), *Candona* div. sp., *Cyprideis heterostigma sublitoralis* P o k o r n ý.

Ve vyšším spodním pannonu pozozujeme střídání různě zbarvených vápnitých jílů a jílů s třemi pestrými polohami.

Ve svrchním pannonu (pestrá serie) nebyly nalezeny organické zbytky.

Závěr

Detailní výzkum mikrofauny Cí vrteb v širším okolí Lakšárské Nové Vsi ukázal, že ve svrchním helvetu je možno na menším území provést jemnější členění III. pásma, použitelné ke korelaci vrteb, zatím co ve IV. pásmu jsme odkázáni výhradně na korelaci lithologickou. IV. pásmo se k sv. obohacuje především o *jehlice hub, rozsivky* a zakrnělé foraminifery, a jak ukazují srovnávací

výzkumy T. Budaye a V. Špičky, přechází k SZ v t. zv. svrchní spongiové pásmo svrchního helvetu (I. Zapletalová — K. Horčic, interní zpráva 1954).

Hlubinná vrtba ČND v Lakšárské Nové Vsi, vyhodnocená V., Špičkou a I. Zapletalovou 1957 (interní zpráva), potvrdila správnost našeho členění helvetu v této oblasti. Pod III. pásmem byly však navrtány ještě vrstvy II. vyslazeného a I. marinního pásma. Tato dvě pásma však nikde v Cf vrtbách nebyla zachycena.

13. VII. 1957

Ústřední ústav geologický,
Praha

Lakšárská Nová Ves — seznam nejhojnějších druhů dírkovců ve svrchním tortonu — I. Cicha

Spiroplectammina carinata (d'Orb.)
Spiroplectammina serrata (Reuss)
Spiroplectammina pectinata (Reuss)
Textularia sp.
Textularia gramen d'Orb.
Textularia abbreviata d'Orb.
Martinottiella communis (d'Orb.)
Quinqueloculina schreibersi d'Orb.
Quinqueloculina auberiana d'Orb.
Triloculina trigonula (Lm.)
Sigmoilina meditterranensis Bogdanowicz
Spiroloculina arenaria Brady
Sigmoilina tenuis (Cz.)
Nodosaria hirsuta d'Orb.
Lagena striata (d'Orb.)
Lagena clavata d'Orb.
Lagena hexagona (Will.)
Guttulina irregularis (d'Orb.)
Glandulina laevigata d'Orb.
Bulimina elongata subbulata Cushman & Parker
Bulimina elongata d'Orb.
Bulimina affinis d'Orb.
Bulimina pupoides d'Orb.
Bulimina ovata d'Orb.
Bulimina striata d'Orb.
Entosolenia sp.
Virgulina schreibersiana Cz.
Reussella spinulosa (Reuss)
Uvigerina cf. *semiornata* d'Orb.
Uvigerina semiornata brunensis Karrer
Bolivina cf. *dilatata* Reuss
Cassidulina globosa Reuss
Pullenia sphaeroides (d'Orb.)
Pullenia quinqueloba (Reuss)
Discorbis globularis (d'Orb.)
Sphaeroidina bulloides d'Orb.
Gyroidina soldanii d'Orb.
Alabamina nana (Reuss)
Eponides umbonatus (Reuss)
Cibicides ungerianus (d'Orb.)
Cibicides lobatulus (Walk. & Jacob)
Cibicides pseudoungerianus (Cushman)
Nonion communis (d'Orb.)
Nonion pompilioides (Ficht. & Moll)
Nonion tuberculatum (d'Orb.)
Elphidium fichtelianum (d'Orb.)
Elphidium crispum (L.)
Elphidium flexuosum (d'Orb.)
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides triloba (Reuss)
Rotalia beccarii (L.)

Lakšárská Nová Ves — tabulka rozšíření dírkovců ve svrchním helvetu
I. Cicha

	IV.	*P*	A-A_1	*R*	*B*	C-C_1
Bathysiphon cf. *taurinensis* Sacco	o	—	vz	—	—	h
Ammodiscus cf. *incertus* (d'Orb.)	—	—	—	—	—	o
Haplophragmoides cf. *obliquicameratus* Marks	—	—	o	o	o	h
Haplophragmoides sp.	o	—	o	o	o	h
Cyclammina sp.	—	—	o	o	o	h
Spiroplectammina serrata (Reuss)	—	—	sh	vz	vz	sh
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)	—	—	vh	vz	vz	o
Textularia abbreviata (d'Orb.)	—	—	o	vz	o	vz
Martinottella communis (d'Orb.)	—	—	sh	vz	vz	—
Quinqueloculina auberiana d'Orb.	—	—	vz	vz	—	—
Quinqueloculina haidingeri d'Orb.	—	—	o	—	—	—
Spiroloculina excavata d'Orb.	—	—	o	—	—	o
Spiroloculina arenaria Brady		o	o	vz	vz	o
Triloculina trigonula (Lm.)	—	—	o	o	—	—
Sigmoilina tenuis (Cz)	—	—	vz	—	—	vz
Pyrgo bulloides (d'Orb.)	—	—	vz	o	—	—
Nodosaria bacillum Defr.	—	—	o	—	—	—
Nodosaria bacillum Defr.	—	—	o	—	—	—
Nodosaria rudis d'Orb.	—	—	o	—	—	—
Dentalina communis d'Orb.	—	—	—	—	—	o
Robulus clericii (Forn.)	—	o	vz	vz	vz	vz
Robulus inornatus (d'Orb.)	—	—	vz	h	vz	vz
Robulus rzehaki (Schub.)	—	—	o	—	—	—
Robulus calcar (L.)	—	—	o	o	—	o
Robulus cultratus Montf.	—	—	vz	sh	—	vz
Robulus orbicularis (d'Orb.)	—	—	o	o	—	—
Robulus austriacus (d'Orb.)	—	—	—	o	o	—
Marginulina ex. gr. *fragaria* Gümb.	—	—	o	—	—	—
Marginulina rugosocostata d'Orb.	—	—	vz	o	vz	o
Marginulina hirsuta d'Orb.	—	—	o	—	o	—
Marginulina glabra d'Orb.	—	—	o	—	—	—
Marginulina similis d'Orb.	—	—	o	—	—	—
Lagena globosa (Montf.)	—	—	o	—	—	—
Lagena acuticosta Reuss	—	—	o	—	—	—
Guttulina irregularis (d'Orb.)	—	—	o	—	—	—
Bulimina elongata d'Orb.	vz	sh	vz	o	vz	o
Bulimina ovata d'Orb.	—	o	—	o	—	—

	IV	*P*	*A-A*$_1$	*R*	*B*	*C-C*$_1$
Bulimina pupoides d'Orb.	—	sh	o	o	o	o
Bulimina striata d'Orb.	—	—	vz	o	o	o
Virgulina schreibersiana Cz.	—	—	o	o	—	—
Virgulinella pertusa (Reuss)	—	sh	—	—	—	—
Uvigerina semiornata urnula d'Orb.	vz	sh	sh	vz	vz	—
Uvigerina bononiensis primiformis Papp & Turn.	—	sh	vz	—	—	—
Uvigerina semiornata semiornata d'Orb.	—	—	sh	—	—	—
Uvigerina graciliformis d'Orb.	—	—	sh	—	—	vz
Uvigerina ex. gr. *barbatula* Macfadyen	—	—	vz	—	—	—
Uvigerina asperula Cz.	—	—	o	—	—	—
Uvigerina parkeri breviformis Papp & Turn.	—	sh	vz	—	—	—
Siphonodosaria elegans (d'Orb.)	o	—	h	—	vz	vz
Siphonodosaria longiscata (d'Orb.)	—	—	vz	—	—	—
Siphonodosaria catenulata continuicosta (Schw)	—	—	o	—	—	—
Siphonodosaria vertebralis (Batsch.)	—	—	o	—	—	—
Siphonodosaria adolphina (d'Orb.)	—	—	o	—	—	o
Siphonodosaria consobrina (d'Orb.)	—	—	vz	—	—	—
Siphonodosaria globularis (Schub.)	o	—	o	—	o	o
Siphonodosaria lepidula (Schw.)	o	—	—	—	vz	—
Siphonodosaria pyrula (d'Orb.)	—	—	—	—	—	o
Plectoforndicularia digitalis (Neugeb.)	—	—	o	—	o	—
Bolivina scalprata miocenica Macfadyen	—	—	o	—	o	—
Bolivina hebes Macfadyen	—	—	vz	—	o	—
Cassidulina laevigata d'Orb.	—	—	vz	—	—	—
Cassidulinoides bradyi (Norman)	—	—	o	o	o	o
Allomorphina trigona Reuss	—	—	o	—	—	—
Chilostomella ovoidea Reuss	—	h	o	—	—	—
Pullenia sphaeroides (d'Orb.)	—	—	vz	—	vz	—
Valvulineria complanata (d'Orb.)	—	—	vz	—	vz	vz
Gyroidina soldanii d'Orb.	—	—	vz	—	vz	vz
Alabamina nana (Reuss)	—	—	vz	—	vz	vz
Eponides umbonatus (Reuss)	—	—	sh	vz	vz	—
Baggina indica (Cushman)	—	—	vz	—	—	—
Cancris auriculus Ficht. & Moll	—	—	o	—	—	—
Cibicides pseudoungerianus (Cushman)	vz	—	vz	vz	vz	vz
Cibicides dutemplei (d'Orb.)	—	—	h	vz	vz	vz

	IV.	*P*	*A-A*$_1$	*R*	*B*$_2$	*C-C*$_1$
Cibicides ungerianus ornatus (Cushman)						
Cibicides lobatulus (W a l k. & J a c.)	—	—	o	—	—	—
Cibicides boueanus (d'O r b.)	—	—	o	—	—	—
Nonionella arenaria (K a r r.)	—	—	o	—	—	—
Nonion communis (d'O r b.)	vz	—	vz	vz	—	vz
Elphidium macellum (F i c h t. & M o l l.)	o	—	o	o	o	o
Höglundina elegans (d'O r b.)	—	—	sh	o	h	vz
Ceratobulimina haueri (d'O r b.)	—	—	vz	—	vz	o
Robertina sp.	—	—	o	—	—	—
Globigerina bulloides d'O r b.	o	—	vz	vz	o	vz
Rotalia beccarii (L.)	vz	—	o	o	o	o
Asterigerina planorbis (d'O r b.)	v	—	o	o	o	o

Vysvětlivky k tabulce:

svrchní helvet:
IV. pásmo
III. pásmo: *P* = pyritisovaná subzona
A—*A*$_1$ subzona
R = robulová subzona
B = subzona höglundinová
C—*C*$_1$ subzona

o = ojediněle
vz = vzácně
sh = středně hojně
h = hojně

LITERATURA

[1] A n d r i a n F., 1864: Jüngere Formationen am NW. Abhange der Kleinen Karpathen. Verhandlungen Geol. R. A., Wien. — [2] B e c k H., V e t t e r s H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beitrage zur Paleontologie und Geologie Österr.-Ung. und des Orients. B. XVI. Wien 1904. — [3] B u d a y T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. Příroda, XXXII, Brno. — [4] B u d a y T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG, Praha XXX. 1955. — [5] B u d a y T., C i c h a I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a neogénu Považí. Geol. práce, Zoš. 43, Bratislava. — [6] B u d a y T., B ř e z i n a J., C i c h a I., Č t y r o k ý P., D o r n i č J., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pro generální mapu ČSR (Malé Karpaty). Geofond ÚÚG. Praha. — [7] H o r č i c K., Z a p l e t a l o v á I., 1954: Zpráva mikropaleontologického oddělení ČND, Geofond ÚÚG. Praha. — [8] L ó c z y L., 1915: Az Északnyugati Kárpátok Vágujhely—Ószombat—Jablánc között fekvő vidékeinek geologiai viszonai. Magy. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1914, röl. I. Budapest. — [9] M a t ě j k a A., K o d y m O., 1937: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogénu při sz. okraji Malých Karpat mezi Lozornem, Jablonicou a Šaštínem. Zpráva StGÚ. Praha. — [10] P o k o r n ý Vl., 1948: K otázce hranice sarmatu a pannonu ve vídeňské pánvi. Příroda 8—9, 40. Praha.

Vysvětlivky k tabulce VIII.

Svrchní helvet (III. pásmo).
Zona s hojnými *Robuly (R. inornatus, R. cultratus)*. Častěji se též objevuje *Spiroplectammina serrata*. Zvětšeno 26 ×.

Vysvětlivky k tabulce IX.

Svrchní helvet (III. pásmo).
Zona s *Cibicides dutemplei*. Zvětšeno 26 ×.

Vysvětlivky k tabulce X.

Svrchní torton.
Asociace s převahou druhu *Bulimina elongata* a *Nonion boueanum*. Zvětšeno 26 ×.

Vysvětlivky k tabulce XI.

Svrchní torton.
Litorální společenstvo s *Rotalia beccarii* a *Elphidium crispum*. Zvětšeno 26 ×.

IVAN CICHA

MIKROBIOSTRATIGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DES NEOGENS IN DEN Cf BOHRUNGEN IN WEITERER UMGEBUNG DER GEMEINDE LAKŠÁRSKA NOVÁ VES (INNENALPINES WIENER BECKEN)

In weiterer Umgebung der Gemeinde Lakšárska Nová Ves wurde Oberhelvet, Untertorton, Obertorton, Sarmat und Pannon erwiesen. Oberhelvet wurde in den Cf Bohrungen in der Entwicklung der III. und IV. Zone erbohrt (im Sinne Buday—Cicha 1956).

Der unterste Teil der III. Zone wird durch eine Subzone mit einer Hilfsbezeichnung $C-C_1$, die überwiegend agglutinierte Foraminiferen enthält, von welchen *Cyclammina* sp., *Haplophragmoides* div. sp., *Bathysiphon* cf. *taurinensis* vorherrschen, gebildet. Ihre Gesamtmächtigkeit erreicht 150 m, sie wurde jedoch bis ins Liegende nicht durchbohrt. Im Hangenden ist eine cca 30 m mächtige Subzone mit *Höglundina elegans* entwickelt. In der Richtung ins Hangende kommt eine häufige Fauna mit *Robulus inornatus, Robulus cultratus* Montfort vor. Diese Subzone ist 40 m mächtig. Die reichste Mikrofauna wurde in der hangenden Subzone $A-A_1$ festgestellt, wo *Cibicides dutemplei, Höglundina elegans* und *Siphonodosaria* div. sp. dominiert. Die Mächtigkeit dieser Subzone erreicht 190 m. Am höchsten in der III. Zone dieses Gebietes befinden sich 15—60 m mächtige Schichten mit pyritisierter Mikrofauna mit *Uvigerina bononiensis primiformis, Uvigerina parkeri breviformis, Virgulinella pertusa, Chilostomella ovoidea* usw.

Im Hangenden der III. Zone (d. h. der Zone P mit der pyritisierten Mikrofauna) ist die IV. Zone entwickelt. Mikrofaunistisch ist sie sehr arm. Bloss in einigen, wahrscheinlich basaleren Horizonten kommt reiche Mikrofauna mit *Bulimina elongata, Uvigerina* div. sp., *Siphonodosarien* usw. vor. Stellenweise kommen massenhaft häufige *Diatomaceen* (Gat. *Coscinodiscus*) und verkohlte Pflanzenreste vor. Die höchsten Schichten in der bunten Entwicklung sind vollkommen steril. Die Mächtigkeit der IV. Zone erreicht cca 350 m.

Untertorton wurde auf diesem Gebiete nur in einer Bohrung faunistisch erwiesen. In der Umgebung von Lakšárska Nová Ves ist er jedoch in der Fazies der bunten Schichten entwickelt (T. Buday — V. Špička 1958).

Obertorton wurde in der Fazies der höchsten drei Zonen (Grill 1943), die sich auch auf dem kleinen Gebiete teilweise äquivalent vertreten, angetroffen.

Sarmat wurde in der Entwicklung der Grill'schen Zonen erwiesen.

Unterpannon (Zone B—E) besitzt eine reiche Ostracodenfauna mit *Erpetocypris abscissa* (Rss), *Hemicythere lörenthey* (Mehes), *Candona* div. sp., usw. Im Oberpannon wurden keine Reste gefunden.

Die Tiefbohrung bei Lakšarská Nová Ves, die durch V. Špička und I. Zapletalová ausgewertet wurde, hat die Richtigkeit unserer Gliederung des Helvets in diesem Gebiete bestätigt und unter der III. Zone des Oberhelvets wurden noch die Schichten der II. und I. Zone des Oberhelvets angebohrt, die jedoch in den Cf Bohrungen nicht angetroffen wurden.

13. VII. 1957

Geologische Zentralanstalt,
Praha

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

VIERA KANTOROVÁ — AUGUSTÍN BEGAN

BRADLOVÉ PÁSMO V ŠIRŠOM OKOLÍ PRUSKÉHO

Predbežná zpráva

(Nemecké resumé)

Roku 1957 sme vykonali orientačný stratigrafický výskum širšieho okolia obce Pruské na Považí. Predmetom štúdia bolo najmä riešenie otázky „bradlového obalu" v tomto úseku bradlového pásma.

Otázka „bradlového obalu" je úzko spätá s vývinom bradlových sérií, preto sa v krátkosti zmienime aj o dosiaľ zistených poznatkoch týkajúcich sa vývoja jednotlivých sérií. Robíme tak i preto, že sa čiastočne dotýkame aj problému tektoniky územia.

Jeden z nás (A. Began) robil geologické mapovanie zmienenej oblasti. Terénny výskum bol sprevádzaný podrobným mikrobiostratigrafickým zhodnocovaním slienitých, bridličnatých a ílovitých členov bradlového pásma tohto úseku; touto problematikou sa zaoberala V. Kantorová.

V bradlovom pásme širšieho okolia Pruského je vyvinutá séria czorsztýnska a séria pieninská v širšom zmysle. V czorsztýnskej sérii pozorujeme vrstevný sled od aalenu do titónu. V tomto území neboli zatiaľ zistené vyššie členy tejto série. O príčinách neúplnosti czorsztýnskej série (takej, ako ju uvádza Birkenmajer z Pienin, 1957), nie je zatiaľ možné sa s určitosťou vysloviť. Subpieninská jura je spravidla v tektonickom styku s vrchným senónom. Možno to vysvetliť buď sústavným vyvalcovaním vyšších členov tejto série alebo ich pôvodným nedostatkom a potom by senón transgredoval priamo na série bradiel, teda v czorsztýnskej sérii na titón.

V pieninskej sérii v širšom zmysle je vyvinutý sled od keuperu do cenomanu, prípadne do spodného turónu.

Pruský vývoj pieninskej série, ako ho opísal Andrusov (1931—45), je práve z tohto územia (Podhradskej doliny). Tento vývoj je ekvivalentom niedzickej série Birkenmajera (1953—57), opísanej z poľských Pienin. Oba spomenuté vývoje sú si podobné najmä vývinom spodných hľuznatých vápencov veku bath-

callov, radiolaritov, ktorých vek bol určený len na základe ich polohy medzi dvoma obzormi hľuznatých vápencov, z ktorých vrchný objav patrí kimmeridžu. Rozdiel je však vo vývoji členov spodnej a strednej kriedy, ktoré v Podhradskej doline chýbajú.

Podrobný opis jednotlivých členov vrstevného sledu sérií s uvedením výskytov fauny bude predmetom ďalších prác.

V ďalšom sa zmienime o predbežných výsledkoch dosiahnutých pri štúdiu strednej a vrchnej kriedy, ktorej sme venovali hlavnú pozornosť, lebo od vyriešenia jej stratigrafie sú závislé i správne tektonické uzávery pre študované územie a bradlové pásmo Považia vôbec.

Alb je tu vyvinutý v dvoch fáciách, a to vo fácii pieskovcovo-bridličnatej a vo fácii pestrých, šedých, červených, zelenkastých a škvrnitých slieňov.

Pieskovcovo-bridličnatá fácia je vyvinutá hlavne v širšom okolí Vršatca a odtiaľ pokračuje smerom východným a západným (pozri na tabuľke).

V okolí Červeného Kameňa tvoria pieskovce pruh na južnom okraji obalu vršateckých bradiel až do doliny červenokameňskej. Nad kostolom v obci Červený Kameň sú vedľa seba vyvinuté a mikrofaunou dokázané obidve fácie.

Najvýchodnejšie v mapovanom území sa táto fácia vyskytuje sv. nad Červeným Kameňom a Lednicou (kóta 616).

Pieskovce tohto súvrstvia sú pomerne jemnozrnné, v strede modrasté a na okraji žlto vetrajúce. Tvoria lavice rôznej mocnosti. V odkryve nad cestou Pruské—Vršatec sa ich mocnosť pohybuje v rozmedzí 3—150 m.

Medzi lavicami pieskovcov sú tenké vložky piesčitých, miestami slienitých bridlíc, väčšinou veľmi chudobných na mikrofaunu. Po vyzbieraní vzoriek z každej bridličnatej polohy podarilo sa nám nájsť mikrofosílie, ktoré vekove dobre charakterizujú túto fáciu. V preskúmaných spoločenstvách vyskytujú sa tieto druhy foraminifer: *Hormosina ovuloides* (Grzybowski), *Saccammina scruposa* (Berthelin), *Placentammina placenta* (Grzybowski), *Hyperammina grzybowskii* Dylążanka, *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Trochamminoides subcoronatus* (Rzehak), *Dorothia gradata* (Berthelin), *Marssonella trochus* (Orbigny), *Discorbis turbo* (Orbigny), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Pseudovalvulineria lorneyana* (Orbigny) a *Pseudovalvulineria lorneyana trocoidea* (Gandolfi).

Vo väčšine výplavov sme zistili v pomerne najhojnejšom zastúpení trochaminoidy.

Podľa uvedenej mikrofauny sme zaradili toto súvrstvie do stredného až vyššieho (nie však najvyššieho) albu.

V spodnej časti zárezu cesty Pruské—Vršatec je vyvinuté len slienisté súvrstvie. Z tohto sme vybrali niekoľko vzoriek, v ktorých sme zistili mikrofaunu

podobného zloženia, vo všeobecnosti však podstatne početnejšiu. Jednotlivé polohy vyznačujú sa absolútnou prevahou niektorého z týchto druhov: *Marssonella trochus, Discorbis turbo, Pseudovalvulineria lorneyana* a *Pseudovalvulineria lorneyana trocoidea.*

Nad Červeným Kameňom, pod bradlami skupiny Vršatca sú len ojedinelé východy pieskovcov, ktoré sa väčšinou nachádzajú iba v sutine. Nad ryhou č. 11 v zárezе cesty vystupujú pieskovce s vložkami piesčitých slieňov s mikrofaunou albského typu.

Severovýchodne nad Červeným Kameňom pri kóte 616 v zárezе cesty sa pieskovce striedajú so šedými slieňmi a bridlicami s aglutinovanými foraminiferami a vápnitým druhom *Brotzenia spinulifera.*

Fácia šedých, zelenkastých, škvrnitých a červených slieňov albu je rozšírená spravidla v pieninskej sérii v širšom zmysle.

Vystupuje nad neokómom pieninskej série v zárezе cesty nad kostolom v obci Červený Kameň v podobe zelenkastých a fialových slieňov, v ktorých sme zistili nasledujúce foraminifery, v silne rekryštalizovanom stave: *Brotzenia spinulifera* (R e u s s), *Pseudovalvulineria lorneyana* (O r b i g n y), *Ticinella roberti* (G a n d o l f i), *Thalmanninella ticinensis* (G a n d o l f i).

Podobný výskyt je aj na severnej strane Červeného Kameňa, kde v sondách vystupujú šedé a zelenkasté sliene, málo škvrnité, ktoré obsahujú tičinely, amodisky a glomospíry vo fragmentárnom stave.

Západne nad Lednicou v rozcestí do Červeného Kameňa, južne od hradu možno pozorovať postupný prechod šedých slieňov neokómu do zelenkastých slieňov albu s hojným výskytom vápnitých foraminifer — *Pseudovalvulineria lorneyana, Gavelinella ammonoides* a zriedkavými aglutinovanými druhmi — *Ammodiscus incertus, Glomospira charoides* a *Trochamminoides contortus.*

Na Chrástkovej, severne od hájovne v zárezе starej cesty vystupujú zelenkasté škvrnité sliene, obsahujúce indeterminabilnú, silne rekryštalizovanú mikrofaunu, ktorá pozostáva najmä z globigerinoidnej komponenty; časť tejto sú pravdepodobne tičinely.

Vedľa týchto zelenkastých slieňov sú červené sliene s *Gavelinella ammonoides, Globigerina infracretacea, Ticinella roberti* a *Thalmanninella ticinensis.* Posledná dokazuje, že ide nesporne o najvyšší alb.

Keď porovnáme túto slienistú fáciu albu s albom v Pieninách (B i r k e n m a j e r 1957) v sérii pieninskej a niedzickej (pruský vývoj), zistíme, že oba vývíny sú si faciálne podobné.

Na základe mikrofauny bolo zistené, že alb fácie pieskovcovo-bridličnatej a fácie slienistej sú vekove odlišné. Kým prvú môžeme stratigraficky zaradiť do stredného až vyššieho (nie najvyššieho) albu, u druhej väčšinou ide o dobre dokázateľný najvyšší alb s *Thalmanninella ticinensis.* Časť vzoriek zo slienistej fácie patrí podľa mikrofauny strednému albu, napr. vzorka šedých slieňov od

Mestečka sv. od lomu v zárezе cesty. V tejto sme našli v pozoruhodnom množstve foraminifery *Brotzenia spinulifera* (Reuss) a *Tristix excavata* (Reuss).

*

Skôr než prikročíme k stručnej charakteristike vrchnej kriedy študovaného územia, považujeme za potrebné zmieniť sa v krátkosti o vývoji dôležitej skupiny foraminifer — rodu *Globotruncana* s. l., ktorej vývojové členy sú vedúcimi fosíliami jednotlivých stupňov vrchnej kriedy.

Pritom sa na tomto mieste nemienime zaoberať vývojom globotrunkánového príbuzenstva v celej šírke. Zmienime sa len o vývoji v hrubých črtách a povšimneme si najmä tých foriem, ktoré sme zistili v materiáli pre túto prácu. (Pozri tab. I.)

Ako prvý známy predok „globotrunkán" je udávaná *Pseudovalvulineria lorneyana trocoidea* (Gandolfi) (porovnaj napr. Gandolfi 1955), ktorú uvádzame v predošlých riadkoch z vyššieho albu. Z tejto sa vyvinula *Ticinella roberti* — forma vyznačujúca sa zreteľnými umbilikálnymi apertúrami; u tejto nie je ešte vyvinutý v dostatočnej miere periferický kýl. Periferickým kýlom vyznačuje sa však už *Thalmanninella ticinensis* z najvyššieho albu s polmesiačkovitými umbilikálnymi apertúrami. Ďalším vývojom sa v spodnom cenomane vytvára jednak vyššie špecializovaná — *Thalmanninella brotzeni* — s výraznými aperturálnymi perami a adumbilikálnym valom, jednak rod *Rotalipora*. Z rotalipor *Rotalipora apenninica* a *Rotalipora reicheli* prechádzajú do cenomanu vrchného, *Rotalipora montsalvensis* a *Rotalipora turonica* do turónu. Rotalipory sa vyznačujú postupným výstupom akcesorických apertúr z umbilika do švov.

Tento postupný výstup akcesorických apertúr do švov uvádzajú ako dôležité vývojové kritérium mnohí mikropaleontológovia zaoberajúci sa evolúciou „globotrunkán" a hodnotia ho i zo stratigrafického hľadiska.

Avšak jednu z rotalipor s pokročile rozostúpenými akcesorickými apertúrami do švov — *R. montsalvensis*, našli sme v červených a šedých slieňoch zo zárezu cesty vpravo od hradu Lednica v sprievode pomerne primitívnych foriem — *Ticinella roberti, Pseudovalvulineria lorneyana* a *Thalmanninella ticinensis* v najvyššom albe. Obdobné asociácie našla V. Kantorová i v Považí pri Belušských Slatinách a pri mlyne pod Zemianskou Dedinou na Orave. Podobnú formu, *Rotalipora evoluta*, od ktorej sa však *R. montsalvensis* líši kvadratickejším obrysom komôr, udáva i J. Sigal (1948) zo spodného cenomanu v spoločnosti „prežilcov vrakonu".

Väčšina mikropalenotológov zaoberajúcich sa globotrunkánami, považuje ich vývoj za polyfyletický, čo zdôrazňujú i pri pokusnom konštruovaní rodostromov. Niekoľko dôkazov pre polyfyletický vývoj sme zistili aj v materiále od Pruského.

Gandolfi (1955) dáva na jednu slepú vývojovú vetev rotalipory, kým vývoj rodu *Thalmanninella* ukončuje formou *Thalmanninella manaurensis* na inom slepom konáre. V našom materiále, napr. v zelenkastých slieňoch odobratých na konci Krivoklátskej doliny, v šedých slieňoch od Upohlavu, a ďalej v červených a fialových slieňoch na lokalite Podhorie, Dobokova hora, cesta na k. 407, sa vyskytuje mnoho prechodných foriem medzi *Thalmanninella brotzeni* a *Rotalipora apenninica*, prípadne *Rotalipora montsalvensis*. Tiež konečného člena rotaliporovej vetvy (Gandolfi 1955) — *Rotalipora reicheli* považujeme za blízku príbuznú druhu *Thalmanninella brotzeni;* intermediátne formy medzi poslednými dvoma sa vyskytujú v hojnom množstve napr. v šedých slieňoch od Podhoria.

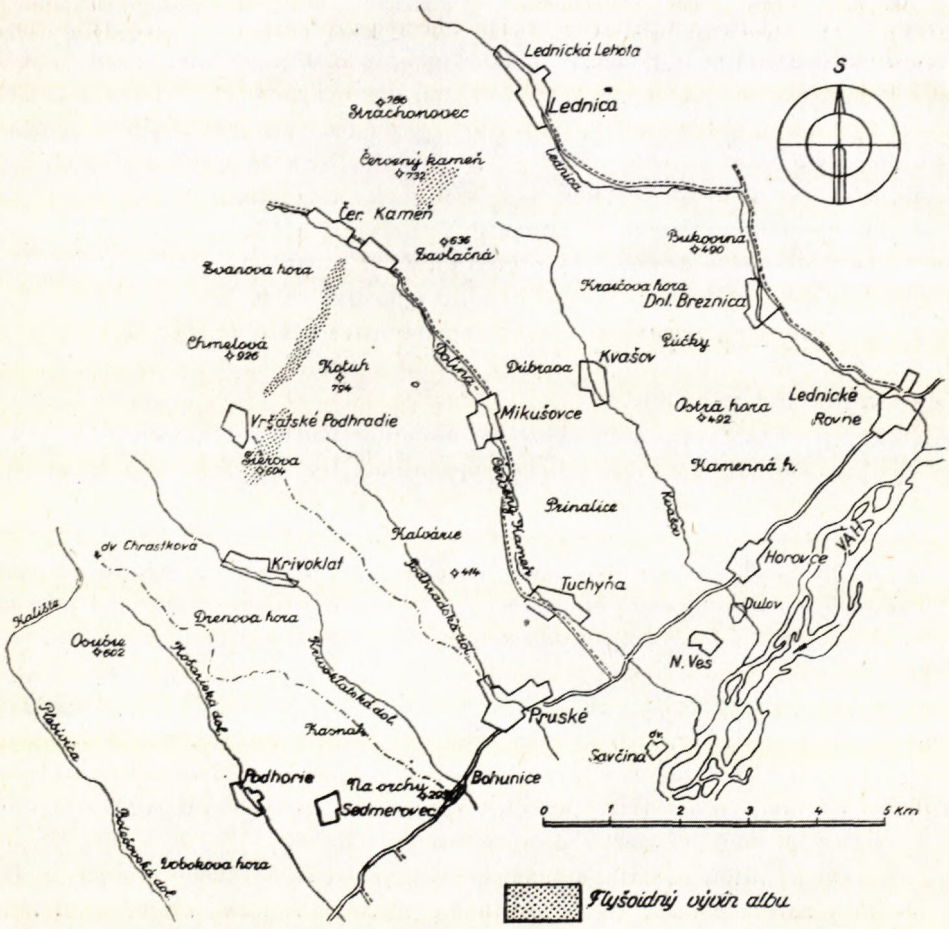
Pravé globotrunkány podľa novších poznatkov nemožno odvodiť od rotalipor, ale priamo od vrchnoalbských tičinel cez jednokýlové pravé globotrunkány objavujúce sa v priebehu cenomanu,

najmä *Globotruncana stephani*. Vývoj pokračuje objavením sa na báze turónu, ojedinele už i v najvyššom cenomane foriem s náznakom druhého kýla a masovým rozvojom 2 kýlových globotrunkán *(Gltr. lapparenti, coronata a tricarinata)* v turóne.

Počnúc koňakom prejavujú tieto tendenciu ku zvýšenej konvexite špirálnej strany, prečo oba kýly sa stávajú viditeľnými na umbilikálnej strane *(Gltr. arca, fornicata, contusa)*. Takéto foraminifery sú hojne zastúpené v kampane.

V inom vývojovom rade sa vytvárajú jednokýlové formy s kruhovou kontúrou takmer nevlnovitou (napr. *Gltr. stuarti, Gltr. conica*) líšiace sa zvýšenou vypuklosťou špirálnej lebo umbilikálnej strany.

Ďalšia vývojová vetva vytvárala inú skupinu „zostarnutých" jednokýlových foriem s petaloidnou kontúrou, ktorej najvýraznejšími zástupcami sú kampanské *Globotruncana citae* a *Rogoglobigerina petaloidea*.



Cenoman je v študovanom území vyvinutý vo fácii červených, zelenkastých a šedých, miestami bridličnatých slieňov. Fácia pieskovcová, podobná orlovským pieskovcom, nebola zatiaľ nikde na tomto území pozorovaná.

Na základe mikrofauny zistili sme tu cenoman spodný, stredný a vrchný.

Spodný cenoman študovaného územia sa vyznačuje nasledujúcim foraminiferovým spoločenstvom: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Spiroplectammina baudouiniana* (Orbigny), *Dorothia gradata* (Berthelin), *Lagena apiculata* Reuss, *Gyroidina globosa* (Hagenov), *Gyroidina mandezensis* White, *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora apenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod a intermediátne formy medzi poslednými troma. Patria sem vzorky z lokality Dobokova hora, cesta na k. 407 pri Podhorí.

Stredný cenoman sme zatiaľ zistili len v jednej vzorke šedých ílovitých slieňov, odobratej južne od obce Podhorie, 500 m juhozápadne od k. 281. Z tejto vzorky bola vypreparovaná nasledujúca mikrofauna: *Bathysiphon* sp., *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Gaudryina foeda* (Reuss), *Clavulina gaultina* Morozova, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Dorothia gradata* (Berthelin), *Robulus münsteri* (Reuss), *Tristix* sp., *Gyroidina globosa* (Hagenov), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Rotalipora reicheli* Mornod, *Pseudovalvulineria berthelini* (Keller), fragmenty ostňov ježoviek, prizmy inocerámov. *Rotalipora reicheli* je v tomto spoločenstve v absolútnej prevahe; pozorujeme tu mnoho intermediátnych foriem druhu *Thalmanninella brotzeni*, ktorá sa vo vzorke tiež vyskytuje.

Vrchný cenoman popri jednokýlových talmaninelách a rotaliporách (*Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora apenninica* [Renz], *Rotalipora reicheli* Mornod, *Rotalipora montsalvensis* Mornod, obsahuje už i pravé globotrunkány jednokýlové — *Globotruncana stephani* Galdolfi, *Globotruncana turbinata* Reichel, a *Globotruncana schneegansi* Sigal a ojedinele i dvojkýlové — *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana coronata* Bolli, prípadne i *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Vrchný cenoman sme na základe horeuvedenej mikrofauny dokázali na vých. okraji obce Krivoklát v červených slieňoch v zárezе cesty, v žltých slieňoch z ryhy 500 m severne od Sedmeroviec, medzi prvým ohybom potoka Kvašov a k. 636 Zavlačná na vrstevniciach 420 až 430, v zelenkastých slieňoch na konci Krivoklátskej doliny a v červených a šedých slieňoch v rýhe na sv. okraji obce Upohlav.

Turón je vyvinutý tiež v podobe pestrých slieňov.

Najspodnejší turón podarilo sa nám dokázať jz. od študovaného územia, v obci Nemšová v zárezе potoka, globotrunkánami — *Globotruncana helvetica* Bolli a *Globotruncana stephani* Gandolfi.

Tabuľka vertikálneho rozšírenia stratigraficky závažných druhov fonaminifer v bradlovom pásme širšieho okolia Pruského

PALEOGÉN	DANO-PALEOCÉN		Aglutinovaná mikrofauna									Pestré ily
VRCHNÁ KRIEDA	MAASTRICHT		*Reussella szajnochae* — dlhá, *Pseudotext. elegans, Pseudotext. varians, Ventilabrella eggeri* *Gltr. lamellosa, Gltr. intermedia*		*Gltr. contusa*	*Gltr. arca*	*Gltr. formicata*	*Gltr. stuarti*	*Globorotalites michelinianus*	*Marssonella axycona*	Pestré sliene	
	KAMPAN	VRCHNÝ	*Gltr. contusa patelliformis, Gltr. rosetta, arca* a *fornicata* □ A *Reussella szajnochae* — krátka, *Stensiöina exsculpta*	*Rugoglobig. petaloidea*								
		SPODNÝ	*Stensiöina prae-exsculpta* + *exsculpta, Eponides sibiricus*									
	SANTON KOŇAK ?		*Gltr. coronata* v prevahe, *Ventilabrella deflaensis*									
			Gümbelina globulosa									
	TURÓN	VRCHNÝ	*Gltr. lapparenti, Gltr. coronata, Gltr. angusticarinata, Gltr. tricarinata*									
		SPODNÝ	*Gltr. lapparenti, coronata, angusticarinata, Gltr. tricarinata*									
			Gltr. helvetica					*Gltr. stephani*	*Rotalipora montsalvensis*			
	CENOMAN	VRCHNÝ	*Gltr. turbinata, Gltr. lapparenti* ● V				*R. reicheli*					
		STREDNÝ	*Rotalipora appenninica* + *Rotalipora reicheli* □ A							*R. apenninica*		
		SPODNÝ	*Thalmanninella brotzeni*			*Psv. lorn. troc.*						
STREDNÁ KRIEDA	ALB	NAJVYŠŠÍ	*Thalmanninella ticinensis*									
		VYŠŠÍ	Pseudovalvulinerie tičinely a aglut. foraminifery,			*Psv. lorneyana Tic. gaultina*		*Tic. roberti*		*Marssonella trochus*	Sivé sliene a slienité bridlice	
		STREDNÝ	*Brotzenia spinulifera* a aglut. foraminifery, *Anomalina djoffarovi, Tristix excavata, Lent. rotulata*									
		SPODNÝ	?									
SPODNÁ KRIEDA			Pravdepodobne nie je v slienitej fácii vyvinutá									

□ A — veľmi hojná
● V — veľmi zriedkavá

V tabuľke berieme do úvahy len formanifery charakterizujúce spoločenstvo

Vyššie súvrstvie spodného turónu vyznačuje sa už masovým výskytom pravých dvojkýlových globotrunkán, a to najmä *Globotruncana lapparenti* Brotzen, ďalej *Gltr. tricarinata* Quereau a ojedinele i *Gltr. coronata* Bolli. Z nich prvá má v niektorých vzorkách monopolné postavenie. Takúto mikrofaunu zistili sme v červených slieňoch na bradlách pri salašoch obce Červený Kameň, v červených slieňoch na ceste Bohunice—Krivoklát, sev. od Babina vrch pod Jeleňovým, v červených slieňoch pri Krivokláte sv. od Drenovej hory v zárezе cesty a v červených slieňoch na vršateckých bradlách.

Nemáme zatiaľ bezpečné dôkazy, ktoré by pevne podopreli našu domnienku, že je tu zastúpený bez výraznejšieho prerušenia sedimentácie i vrchný turón až santón. Niektoré globotrunkánové asociácie prejavujú však určité odchýlky od spodnoturónskych na jednej strane a kampanských na strane druhej. Niektoré asociácie, v ktorých sa vyskytuje výlučne alebo prevažne druh *Globotruncana coronata*, žili najskôr v časovom úseku koňak-santón. Žiaľ, okrem globotrunkán nezaznačili sme doteraz v súvrství, ktoré predbežne sem zaraďujeme, zástupcov iných foraminiferových čeľadí, okrem jediného fragmentu, ktorý by mohol patriť druhu *Ventilabrella deflaensis* Sigal. Globotrunkány samy nie sú pre svoju úzku príbuznosť so spodnoturónskymi pre charakteristiku tohto súvrstvia práve vhodné.

V našom teréne sme zatiaľ nikde nepozorovali prechod spodnoturónskych slieňov do „strednokriedového flyša", ako to uvádza Birkenmajer z Pienín (1957).

K súvrstviu, ktoré predbežne považujeme za vrchný turón až santón, patria červené a šedé sliene v obci Podhorie (výkop vo dvore), vzorka červených slieňov z ryhy pod mangánovým bradlom pri Mikušovciach, červené sliene z ryhy pri salaši pri Mikušovciach, vzorka červených slieňov od Bohuníc z ryhy medzi 2. a 3. bradlom pri sv. ukončení, červené sliene z Podhradskej doliny západne oproti k. 414 a šedé sliene odobraté zo zárezu cesty pri severnom ukončení bolešovskej doliny.

Najvyššia krieda (= vrchná krieda v zmysle Hauga, ako ju novšie poníma Andrusov a jeho škola) je v širšom okolí Pruského zastúpená upohlavskými vrstvami a púchovskými slieňmi s. s.

Upohlavské vrstvy sú tvorené zlepencami s pieskovcami. Zlepence tvoria obyčajne len polohy v pieskovcoch. Tmel zlepencov je prevažne vápnitý. Valúny obsahujú exotický materiál. Ich veľkosť sa pohybuje od veľkosti hrachu do veľkosti päste.

Druhým členom upohlavských vrstiev je fácia pieskovcová. Pieskovce sú šedé, modrasté, tmel majú vápnitý, prípadne slienito-vápnitý.

Upohlavské vrstvy vystupujú hlavne v zárezе cesty Pruské—Vršatec a v okolí Lednice. V lome pri Lednici pieskovce a zlepence prechádzajú pozvoľna laterálne do seba. Na tejto lokalite sme našli v zlepencoch zvyšky korálov.

V púchovských slieňoch s. s. zistili sme kampanskú a čiastočne tiež maastrichtskú mikrofaunu.

Kampanské foraminiferové spoločenstvá sa vyznačujú okrem na str. 111 už spomínaných globotrunkán s ohnutou špirálnou stranou a jednokýlových s kruhovou, nečlenenou, ako i petaloidnou kontúrou, aj inými vedúcimi druhmi foraminifer, najmä *Stensiöina prae-exsculpta* Keller, *Stensiöina exsculpta* (Reuss) (obe spolu v spodnom kampane, vo vyššom len druhá), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Reussella szajnochae* (Grzybowski) a gümbelínami.

Kampanské foraminiferové spoločenstvá s horeuvedenými stratigraficky závažnými prvkami pozorujeme napr. v červených slieňoch južne od Rašova, v zárezе cesty Bohunice—Krivoklát pri lome a pri skladišti trhavín, na severnom svahu Ostrej hory pri Kvašove, pri Sedmerovciach (vyše dediny, jz. od Kasnáka a južne od dvoch bradiel), pri starom lome nad dedinou Podhorie a jz. od k. 407 pri Podhorí, v Podhradskej doline západne od k. 414, v Bolešovskej doline sz. od samoty; ďalej v červených slieňoch od Vršatca, odkiaľ sme spracovali sériu vzoriek, v šedých slieňoch v zárezе potoka sz. od kóty 550 medzi Ihrišťom a Hoštinou, v šedých slieňoch pri cintoríne v Dohňanoch, v červených a šedých slieňoch v okolí Viesky—Bezdedov. V šedých slieňoch na ľavom okraji lomu v Hornom Srní sme zistili veľmi hojne zastúpený druh *Globotruncana contusa* Cushman.

Doteraz sme v tomto teréne zistili len jediný výskyt, ktorý so značnou pravdepodobnosťou patrí maastrichtu, a to na hornom konci obce Sedmerovce vzorku šedých slieňov s nasledujúcou mikrofaunou: *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Spiroplectammina* sp., *Marssonella oxycona* (Reuss), *Lagena apiculata* Reuss, *Gyroidina globosa* (Hagenov), *Reussella szajnochae* (Grzybowski) (maastrichtský typ), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana fundiconulosa* Subbotina, *Globotruncana stuarti* (Lapparent).

V tomto odkryve vystupujú dve polohy šedých a červenkastých slieňov, medzi ktorými je lavica zlepencov s prizmami inocerámov. Celkový charakter zlepencov je odlišný od zlepencov upohlavských vrstiev, pripomína však svojím vývojom jarmutské zlepence Pienin (Birkenmajer 1954). Vo výbruse pozorovať štruktúru klasticko-brekciovitú, v materiáli prevládajú vápence mikrokryštalickej štruktúry bez organických zvyškov, menej je pieskovcov. Z organizmov prevládajú foraminifery typu *Textularia* a ekvatoriálne foraminifery ? *Orbitoides*, vápence s radiolariami, prierezy inocerámov, jeden exemplár lithotamnia — *Solenopora*.

K dano-paleocénu mohli by patriť červené íly z Krivoklátu — pod Drenovou horou a z cesty od školy na Drenovu horu a v zárezе pred dedinou Breznica, vpravo. Tieto obsahujú netypické aglutinované spoločenstvá s *Ammodiscus incer-*

tus (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Trochamminoides proteus* (Karrer), *Thalmannammina subturbinata* Pokorný a ďalšími.

V bradlovom pásme širšieho okolia Pruského sme vedúcimi foraminiferami dokázali stredný a vyšší alb vo fácii sivých slieňov a slienistých bridlíc viazaných na pieskovce, najvyšší alb, cenoman, turón, kampan a maastricht vo fácii pestrých slieňov a paleocén vo fácii pestrých ílov.

Nemôžeme zatiaľ vylúčiť možnosť, že je tu zastúpený aj spodný senón. Určité mikrofaunistické elementy nás nabádajú podrobnejšie skúmať súvrstvia, zatiaľ problematického stratigrafického začlenenia, s niektorými dvojkýlovými globotrunkánami, kde bude potrebné všímať si okrem iného i hojnostného zastúpenia jednotlivých foriem.

19. V. 1958

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech I. II. Rozpr. StGÚ VI. Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. III. Tektonika. Rozpr. StGÚ IX. Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatoch IV, V. Práce ŠGÚ 13. Bratislava. — [4] Birkenmajer K., 1953: Tektonika pieninskiego pasa skalkowego. Region. Geol. Polski I, 2. Pol. Tow. Geol. Krakow. — [5] Birkenmajer K., 1953a: Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippenbelt series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III, I, 6. Varsovie. — [6] Birkenmajer K., 1954: Sprawozdanie z badan geologicznych wykonanych w pieninskim pasie skalkowym w latach 1950—51. Inst. Geol. Biul. 86. Warszawa. — [7] Birkenmajer K., 1957: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. sborník VIII/1. Bratislava. — [8] Gandolfi R., 1955: The genus Globotruncana in northeastern Colombia. Bull. of. Am. Paleont. V, 36, 155. N. York. — [9] Kantorová V., 1953: O dvojakom veku púchovských slieňov. Geol. Sbor. IV/1—2. Bratislava. — [10] Kantorová V., 1956: O takzvanej inocerámovej kriede v okolí Sniny. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. — [11] Sigal J., 1948: Notes sur les genres de Foraminiféres Rotalipora Brotzen 1942 et Thalmanninella. Famille des Globorotaliidae. Rev. Inst. Fr. du Pétrole, Vol. III. No 4, Paris.

VIERA KANTOROVÁ—AUGUSTÍN BEGAN

KLIPPENZONE IN DER WEITEREN UMGEBUNG DER GEMEINDE PRUSKÉ

(Vorläufiger Bericht)

Im Jahre 1957 führten wir eine orientierende stratigraphische Untersuchung der weiteren Umgebung der Gemeinde Pruské im Váh-Gebiete in der Westslowakei durch. Das Objekt des Studiums war besonders die Lösung der Frage der „Klippenhülle" in diesem Abschnitt der Klippenzone.

Der eine von uns (A. Began) führte die geologische Kartierung des erwähnten Gebietes durch. Die Terrainuntersuchung wurde durch eingehende mikrobiostratigraphische Auswertung (V. Kantorová) der Mergel-, Schiefer- und Tongesteine begleitet, die eine stratigraphische Fortsetzung der hiesigen Klippenzone sind.

Auf dem untersuchten Gebiete ist die Czorsztýn-Serie und die Pieniny-Serie im weiteren Sinne entwickelt.

In der Czorsztýn-Serie beobachten wir die Schichtenfolge vom Aalen bis Titon. Dieser Czorsztýn-Jura ist in der Regel im tektonischen Kontakt mit dem Obersenon.

In der Pieniny-Serie im weiteren Sinne ist die Folge vom Keuper bis Cenoman, bzw. bis Unterturon entwickelt.

Die Pruské-Entwicklung, die Andrusov (1931—41) aus diesem Gebiet beschrieb, ist ein Äquivalent der Niedzica-Serie (Birkenmajer 1953—57) im polnischen Pieniny-Gebirge.

Die Hauptaufmerksamkeit widmeten wir der Mittel- und Oberkreide, da von der Lösung ihrer Stratigraphie auch die richtigen tektonischen Schlussfolgerungen für das studierte Gebiet und die Klippenzone des Váh-Gebietes im allgemeinen abhängig sind.

Das Alb ist hier in 2 Fazies entwickelt, u. zw. in der sandsteinig-schieferigen Fazies und in der Fazies der bunten Mergel.

Die sandsteinig-schieferige Fazies ist hauptsächlich in weiterer Umgebung des Vršatec entwickelt und von da setzt sie in östlicher und westlicher Richtung fort (siehe auf der Tafel I.). Die Sandsteine bilden 3—150 cm mächtige Bänke, sind verhältnismässig feinkörnig, bläulich, am Rand verwittern sie gelblich. Zwischen den Sandsteinen befinden sich dünne Schiefereinlagen, in welchen, es uns gelungen ist eine Mikrofauna des mittleren und oberen Albs zu finden (siehe Taf. I.). Das oberste Alb mit der Thalmanninella ticinensis stellten wir hier in keinem Falle fest.

Das letzte haben wir jedoch in aus der mergeligen Albfazies stammenden bunten Mergeln, die wir z. B. im Einschnitt des alten Weges der Chrástková, nördlich von dem Hegerhaus entnommen haben, konstatiert. Das Vorkommen der Leitfossilien des obersten Albs — Thalmanninella ticinensis wird hier besonders an rote Mergel gebunden. Ein Teil der bunten Mergel der Mergelfazies, z. B. die grauen Mergel von Mestečko, enthält eine Mikrofauna des mittleren Albs.

Das Cenoman ist in der Umgebung der Gemeinde Pruské in der Form von bunten, stellenweise schieferigen Mergeln entwickelt. Auf Grund der festgestellten Foraminiferen, besonders der „einkieligen Globotruncanen" unterscheiden wir hier das untere, mittlere und obere Cenoman (siehe Taf. I.).

Das Turon ist gleichfalls in der Form von bunten Mergeln entwickelt. Es ist uns gelungen das unterste Turon mit Globotruncana helvetica und Globotruncana stephani und über ihm liegende, gleichfalls dem unteren Turon angehörende Schichten stratigraphisch abzugrenzen. In den letztgenannten besitzt die Art Globotruncana lapparenti fast eine Monopolstellung. Ausser ihr kommen hier in kleiner Menge ihre nächsten Verwandten vor (siehe Taf. I.), mit denen sie durch intermediäre Formen verbunden sind.

Bisher besitzen wir keine verlässlichen Beweise zur festen Unterstützung unserer Vermutung, dass hier ohne einer ausgeprägteren Unterbrechung der Sedimentation auch das obere Turon bis Santon vertreten ist. Manche Globotruncanenassoziationen zeigen jedoch bestimmte Abweichungen von den unterturonischen einerseits und von den campanischen anderseits. Manche Assoziationen, in denen ausschliesslich oder überwiegend die Art Globotruncana coronata vorkommt, lebten wahrscheinlich im Zeitabschnitte Coniac-Santon. Leider vermerkten wir bisher ausser den Globotruncanen in den Schichten, die wir vorläufig hierhereinreihen, keine Repräsentanten anderer Gattungen, ausgenommen ein einziges Fragment, das der Art Ventilabrella deflaensis Sigal angehören könnte. Die Globotruncanen selbst sind, wegen ihrer engen Ver-

wandtschaft mit den unterturonischen Formen, für die Charakteristik dieser Schichtengruppe nich eben geeignet.

Hier sei bemerkt, dass wir bisher in unserem Terrain nirgends einen Übergang der unterturonischen Mergel in den „Mittelkreideflysch" gefunden haben, wie es Birkenmajer aus dem Pieniny-Gebirge (1957) anführt.

Die Oberkreide wird in der weiteren Umgebung der Gemeinde Pruské durch Upohlaver Schichten und Púchover Mergel s. s. vertreten.

Die Upohlaver Schichten werden durch Konglomerate und Sandsteine gebildet. Die Rollsteine der Konglomerate bestehen grösstenteils aus exotischem Material und sind erbsen- bis faustgross. Ihr Bindemittel ist kalkig. Gewöhnlich bilden sie nur Lagen in den Sandsteinen. Die Sandsteine sind grau, bläulich und haben ein kalkiges bis mergelig-kalkiges Bindemittel.

In den Púchover Mergeln s. s. stellten wir eine Campan- und teilweise auch Maastricht-Mikrofauna fest (siehe Taf. I.). Am oberen Ende der Gemeinde Sedmerovce wurden bunte, eine Maastricht-Mikrofauna enthaltende Mergel mit einer Konglomeratbank festgestellt, in welcher zahlreiche Inoceramenprismen gefunden wurden. Mit ihrer Entwicklung erinnern diese Konglomerate an die Jarmuta-Konglomerate des Pieniny-Gebirges (Birkenmajer 1954).

Die bunten — braunroten und grünlichen Tone mit der agglutinierten Mikrofauna zählen wir schon zum Paläogen (Dan-Paläozän).

19. V. 1958

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

BEDŘICH BOUČEK — ALOIS PŘIBYL

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O PALEONTOLOGICKÉM VÝZKUMU MOŘSKÉHO KARBONU VE SPIŠSKO-GEMERSKÉM RUDOHOŘÍ

(Německé resumé)

V roce 1957 jsme prováděli v rámci I. etapy paleontologického výzkumu permokarbonu Spišsko-gemerského rudohoří orientační průzkum oblasti mořského karbonu, spojený se sběrem paleontologického materiálu. V této zprávě podáváme výčet nejdůležitějších studovaných lokalit z širšího okolí Dobšiné a z jižního pruhu mezi Lučencem—Jelšavou—Štítnikem a Rožňavou a stručný výčet nalezené fauny, spolu s přeurčením našich starších sběrů. Podáváme rovněž předběžné zhodnocení našich dosavadních výzkumů po stránce stratigrafické a paleogeografické.

Fauna byla sbírána hlavně na těchto místech v okolí Dobšiné: Jerusalemský kopec, Brezinka, odkryv „Michaeli", odkryv ve Velké Vlčí dolině; dále v jižnějším pruhu: Ochtiná u Štítnika (magnesitový lom), Ratkovská Suchá (starý magnesitový lom), Ružiná—Divina (opuštěný magnesitový lom), Podrečany (průzkumné šachty) a j.

V dobšinské oblasti nejvíce materiálu poskytla námi objevená lokalita na jihozápadním úpatí vrchu Brezinky u Dobšiné. Na terasovitých políčkách nad potokem se hojně objevují v suti pevné slinité až písčité břidlice s vložkami tmavošedých až modrošedých krinoidových vápenců. Fauna je výborně zachovaná a na druhy značně bohatá, zejména na ramenonožce. Řada druhů byla v dobšinském karbonu zjištěna poprvé.

Seznam zde nalezených druhů: *Brachythyrina strangwaysi* (Vern.), velmi hojně, *Brachythyrina strangwaysi lata* Chao, *Neospirifer cameratus* (Mort.), *Choristites pavlovi* (Stuck.), *Choristites* sp. (velký druh), *Spirifer* aff. *substriatum* Nik., *Spirifer* cf. *zitteli dobšinensis* Rak., *Spiriferina* sp., *Martinia* cf. *orientalis* Tschern., *Martinia* sp., *Linoproductus* cf. *cora* (d'Orb.), *Gigantoproductus* sp., *Productus gruenwaldti* Krotow, *Derbyia* aff. *regularis* Wang, *Marginifera* sp., *Rhipidomella carbonaria* (Swall.), hojně, *Chonetes*

carbonarius Keys., *Chonetes* cf. *latisinuatus* Schellw., *Chonetes* cf. *variolatus* d'Orb., *Dialasma* sp., *Rhynchopora* cf. *nikitini* (Tschern.), *Pugnax* sp., *Parallelodon semicostatus* Mc Coy, *Pterinea* sp., *Schizodus* sp., *Raphistoma* sp., *Shansiella* sp., *Straparollus* sp., *Worthenia* sp., *Pleurotomaria (Mourlonia) naticoides dobšinensis* Rak., *Pleurotomaria* sp., *Pleuronautilus* sp., (dva druhy), *Griffithides* cf. *minor* Woodw., *Crinoidea* indet., velmi hojně až horninotvorně, jádra rugosních korálů, křemitá houba indet., *Taonurus* sp.

Spolu s výše uvedenou mořskou faunou byly nalezeny i úlomky *Neuropteris gigantea gigantea* Sternb. a *Alethopteris lonchithica* Schloth. (podle určení prof. F. Němejce).

Výše nad touto lokalitou vystupují tmavošedé až černé jílovité břidlice s drobnými mlži druhu *Carbonaria semseyi* Papp a ještě výše, pravděpodobně v nadloží předchozích, se vyskytují tmavošedé slídnaté až grafitické břidlice s hojnými úlomky rostlin, především *Neuropteris linguaefolia* P. B. a *Annularia stellata* Schloth.

Podle nalezené fauny lze s největší pravděpodobností zařadit tyto vrstvy do westfalu B*, nikoli mezi westfal A a B, jak se zdálo podle dřívějších poznatků (na př. F. Němejc 1946). Ovšem obzor s rostlinnými zbytky podle flory význačné pro westfal C (viz zpráva o výzkumu F. Němejce a J. Obrhela 1957 MS) náleží již přechodu nebo přímo basálnímu westfalu C. Bude nutno ještě dále sledovat tuto otázku a ověřit si zejména postavení a vztahy břidličné polohy s rostlinnými zbytky z odkryvu Michaeli, v níž se rovněž vyskytuje *N. linguaefolia* P. B., a to v bezprostředním podloží polohy s faunou ç (G. Rakusz 1932). Identifikací rostlinné polohy jako westfal C (base) by bylo možno přesněji stanovit stáří i polohy s faunou (aspoň westfal C). Připomínáme, že fauna této polohy (Michaeli) jeví značně odlišný ráz i složení ve srovnání s faunou spodnějších obzorů z bližšího okolí Dobšiné (Vlčí dolina, Brezinka, Jerusalemský kopec a j.).

Faunistický materiál, který pochází z jižního karbonského pruhu (s magnesitovými tělesy) Spišsko-gemerského rudohoří a jeho předhoří, byl sbírán v tmavošedých až černých grafitických až fylitických břidlicích, šedých vápencových až dolomiticko-vápencových vložkách mezi břidlicemi a vzácněji z okrajových partií vlastních magnesitových těles. Na největším počtu nalezišť se vyskytují v karbonátických vložkách a čočkách (ale i v břidlicích) hromadně části stonků lilijic, zejména rodu *Poteriocrinus* a namnoze dobře zachované rugosní korály, soliterní i trstnaté (*Lithostrotion carpathicum* Her.), které byly zpracovány r. 1934 F. Heritschem. Výskyt i velkých bochníkovitých kolonií

---

* Připomínáme ještě, že G. Rakuszem (1932) uvedený *Gastrioceras nopcsai* patří význačnému rodu *Trigonogastrioceras* Librov., který je význačný pro střední karbon (ruský moskovien) západního svahu Urálu.

rodu *Lithostrotion* svědčí o podmínkách příznivých vývoji bioherm. Hojný výskyt korálů i lilijic v obalu magnesitových čoček a patrný organogenní původ okrajových, méně metasomatosou postižených partií těchto těles, tento názor takřka dokazují (B. Bouček a F. Ulrich, 1931). Patrně bylo moře zcela mělké a za nestejné konfigurace dna a pobřeží docházelo k rozmanitému vývoji mělkovodních karbonských sedimentů a k lokálnímu rozvoji určitých biotopů. Takovými biotopy byly zejména associace benthosní brachiopodové fauny s příslušným doprovodem, které jsme nalezli zejména na nalezišti Ochtiná. Sem patřily i dnes nepřístupné polohy tmavých fylitických břidlic s velkými ramenonožci z Ratkovské Suché (za naší návštěvy zjištěny fragmenty této asociace i u Ružiny—Diviny), které předběžně popsal jeden z nás (Bouček) r. 1931.

Podle dřívějšího předběžného určení (B. Bouček, 1931) byly zjištěny tyto druhy: *Productus (Linoproductus) cora* d'Orb., *Spirifer rectangulus* Kut., *Dielasma plica* Tschern. a j., které jsou význačné pro svrchní ruský karbon (uralien = stefan). Podle našeho nového přeurčení nejde o typický druh *Productus (Linoprod.) cora*, avšak o zatím blíže neurčený druh rodu *Gigantoproductus* Prent. Tento rod je zatím nejrozšířenější ve spodním karbonu (v podmoskevské pánvi nepřesahuje svrchní viséen). Nově zjištěná *Athyris ambigua* (Sow.) rovněž je nejhojnější ve stupni viséen a namur, vzácně pak ve westfalu a stefanu (moskovien, příp. uralien)

Nejbohatší lokalitou je Ochtiná. Rozsáhlé nové těžební práce odkryly nově mocnější břidličnou polohu mezi dvěma čočkami magnesitu, která poskytla bohatou a krásně zachovanou faunu, která odtud dříve známa nebyla. Zkameněliny zde objevil při geologickém mapování O. Fusán. Za krátkou dobu našeho pobytu v Ochtiné jsme získali řadu druhů, namnoze ze slovenského karbonu dosud neznámých. Fauna je zachovaná nesmáčklá, avšak jen jako jádra a pěkně zachované otisky, žlutě limonitem zabarvené. Nejpočetněji se zde vyskytují ramenonožci a trilobiti, namnoze skoro celí. Určili jsme zatím:

Phillipsia margaritifera Roem, hojně *Paladin* cf. *eichwaldi* (Fischer), *Nautilid* sp. ind., orthokonní nautilidi ind., *Bellerophon (Euphemus) urei* Flem., *Pleurotomaria* sp., *Loxonema* sp., *Zygopleura* sp., *Pernopecten* sp., *Brachythyrina strangwaysi* (Vern.), hojně *Spirifer* sp., aff. *Punctospirifer pectinoides* (Kon.), velmi hojně, *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Chonetes carboniferus* Keys., *Gigantoproductus* sp., články stonků krinoidů, drobná jádra rugosních korálů, stopy po lezení (?) červů planolitového typu *Taonurus* spec.

Výskytem obou druhů trilobitů, *Bellerophon (Euphemus) urei* Flem. a *Gigantoproductus* sp. vykazuje tato fauna ráz starší nežli dobšinská (i z basálních poloh). *Phillipsia margaritifera* i *Paladin eichwaldi* vyskytují se v britském, polském, ruském a snad i australském karbonu jen ve viséenu. Naproti tomu ovšem stejné druhy, jako *Chonetes carbonarius* nebo *Brachythyrina strangwaysi* jsou domovem ve svrchním karbonu (moskevský stupeň C_2^{vr}). Stejná průvodní korálová

fauna, známá z Ochtiné i ostatních lokalit jižního magnesitového pruhu, např. z Ratkovské Suché a Diviny—Ružiny naznačuje, že jde vesměs o stejný biostratigrafický horizont. Jelikož se tu vyskytují druhy svrchnokarbonské spolu s typy známými z nejvyššího viséenu a z namuru, domníváme se, že fauna z Ratkovské Suché a Ochtiné je o něco starší nežli u Dobšiné, pravděpodobně stáří již westfalu A (C_2^{vr} podle ruského rozdělení) nebo z hranice namur a westfal (C_1 a C_2).

Z toho by vyplývalo, že v jižní části (Lučenec—Jelšava—Štítnik) je zachován úplnější sled vrstev mořského karbonu nežli v části severnější (Dobšiná, Rudňany a j.), kde mořská transgrese karbonská začala až někdy ve westfalu B. Naproti tomu v jižní oblasti basální mělkovodní facie patří již westfalu A, nebo jsou ještě starší.* V jižní části za pozdějšího prohloubení moře se usazovaly již deskovité až lavicovité vápence světle šedé nebo světlé barvy (na př. u Štítniku nebo Tuháru), které již nemají biohermální charakter a jsou provázeny lokálně sopečnou činností (diabasové tufy u Ochtiné). Bude třeba sledovat, zda tyto vrstvy nejsou isochronní s fosiliferním karbonem dobšinské oblasti, který ovšem jako produkt mělčin má zcela jiný litologický ráz a je provázen biohermami, metasomaticky přeměněnými v ložiska Fe-rud nebo magnesitu (Bankov a j.). Ještě dále k severu (okolí Rudňan) vyznívá mořská transgrese a vývoj karbonu je většinou kontinentální (slepence, pískovce, břidlice). Budou-li tato paleogeografická hlediska a vodítka dalšími výzkumy prokázána, nebudeme mít jen přesný obraz stratigrafie zdejšího karbonu, avšak budeme i znát postup mořské transgrese (od jihu k severu) a vědět více o spojení a vztazích slovenského karbonského moře s jinými současnými mořskými pánvemi.

V dalších etapách hodláme pokračovat v systematickém sbírání a studiu karbonských faun Spišsko-gemerského rudohoří a provést její monografické zpracování, při čemž bude nutno revidovat bohatý starší materiál popsaný G. Rakuszem (1932), který je uložen ve sbírkách maďarského geologického ústavu v Budapešti. Dokladový paleontologický materiál, včetně typů, bude po zpracování předán sbírkám Geologického ústavu D. Štúra v Bratislavě.

Tyto biostratigrafické a paleontologické výzkumy budou podkladem pro definitivní propracování stratigrafie slovenského permokarbonu a jeho paralelisaci s jinými oblastmi a pro poznání celkových paleogeografických poměrů. To by mělo i praktický význam s ohledem na výskyty významných ložisek Fe-rud a magnesitu.

V závěru děkujeme ředitelství a pracovníkům Geologického ústavu D. Štúra

---

* M. Máška (1958) došel podle ústního sdělení svými výzkumy provedenými na podkladě geotektonické a paleogeografické analysy Spišsko-gemerského permokarbonu k prakticky totožným názorům o stratigrafické příslušnosti karbonských souvrství jako my podle fauny. Je potěšitelné, že různými metodami se nezávisle na sobě došlo takřka k stejným výsledkům.

v Bratislavě, zvláště pak dr. O. Fusánovi za jeho informace a zapůjčení jím nasbíraného paleontologického materiálu.

7. III. 1958.

Geologicko-geografická fakulta
Karlovy university, Praha

LITERATÚRA

[1] Bouček B., Ulrich F., 1931: Výskyty zkamenělin v magnesitové zoně Slovenského rudohoří. Věstník StGÚ VII. Praha. — [2] Bouček B., Přibyl A., 1953: Stratigrafický a paleontologický výzkum slovenského karbonu v okolí Dobšiné. Geol. sborník IV, 3—4. Bratislava. — [3] Gorsky I., 1939: Atlas rukovodjaščich form iskopaemych faun SSSR V. — Srednij i verchnij otdely kamenougolnoj sistemy. Leningrad—Moskva. — [4] Heritsch E., 1935: Neue Versteinerungen aus den Nassfeldschichten der Karnischen Alpen. Sitzungsberg. Akad. d. Wiss. Math. — nat. Kl. I, 144, 7—8. Wien. — [5] Lebedew N., 1929: Spiriferidae aus dem Karbon des Donetzbeckens und einiger anderer Gebiete von Russland. Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 81, 6. Berlin. — [6] Metz K., 1935: Eine Fauna aus den untersten Schichten des Obercarbons der Karnischen Alpen (Waideggfauna). Neues Jahrb. f. Min. etc. 75, Abt. B. Stuttgart. — [7] Metz K., 1935: „Choristiten" aus den Karnischen Alpen. Sitzungsber. d. Akad. Wiss. Math. — nat. Kl. I, 144, 3—4. Wien — [8] Němejc F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čes. akad. LVI, 15, Praha. — [9] Rakusz G., 1932: Die oberkarbonische Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyö. Geologica Hungarica, Ser. paleont. 8. Budapest. — [10] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geologica Hungarica, Ser. geolog. 5. Budapest. — [11] Saryčeva T. G., Sokolskaja A. N., 1952: Opredelitel paleozojskich brachiopod podmoskovnoj kotliny. Trudy paleont. inst. 38. Moskva — [12] Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihových. části slovenského Krušnohoří. Carpatica (Sbor. pro výzkum Slovenska etc.). Praha. — [13] Vachtl J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Kotrbachy (Slov. Rudohoří). Sborník StGÚ XII, Praha.

BEDŘICH BOUČEK—ALOIS PŘIBYL

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE ERGEBNISSE DER PALÄONTOLOGISCHEN FORSCHUNGEN IM MARINEN KARBON IM GEBIETE DES ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGES

Im J. 1957 wurden mehrere Aufschlüsse der fossilführenden oberkarbonischen Schichten im Gebiete von Zips-Gömör untersucht und reiche paläontologischen Aufsammlungen gewonnen. Eine interressante Fauna wurde in schieferigen Lagen zwischen zwei grösseren Magnesitlinsen (metasomatisch umgewandelte ehemaligen Biohermen) im Steinbruch bei Ochtiná unweit Štítnik aufgesammelt. Sie stellt uns das erste Vorkommen einer reichen und gut erhaltenen Fauna im südlichen magnesitführenden Karbonzuge der süd-östlichen Slovakei vor. Nach der Zusammensetzung der gefundenen Fauna, besonders der recht häufigen Trilobitenarten [*Phillipsia* cf. *gemmulifera* Phill. und *Paladin* cf. *eichwaldi* (Fisch.)] liegen hier etwas ältere Schichten als bei Dobšiná vor (wahrscheinlich Westfal A).

Dagegen in der Gegend von Dobšiná gehören die tieferen fossilführenden Schichten

nach den neuen Aufsammlungen und neueren Bestimmungen schon dem Westfal B an. Im Hangenden dieser Schichten treten dunkle Schieferlagen mit Pflanzenresten auf (z. B. Brezinka), die nach der hier aufgefundenen *Annularia stellata* Schloth. schon dem Westfal C angehören scheinen. Dieselbe pflanzenführende Lage tritt auch im Aufschluss „Michaeli" auf. Hier ist sie mit einer neuen marinen Lage überdeckt (Zone ξ nach G. Rakusz), die eine ganz abweichende Faunavergesellschaftung enthält und höchst wahrscheinlich auch dem Westfal C zuzurechnen ist.

Nach diesen Ergebnissen scheint die Schichtenfolge des marinen Karbons im südlichen Teile des Slovakischen Erzgebirges vollständiger zu sein. In der Gegend von Dobšiná (nördlicher davon) setzte die Transgression des oberkarbonischen Meeres erst während des Westfal B ein. Die Transgression des Meeres folgte wohl in der Richtung von Süden nach Norden zu. Dadurch ist zu erklären, dass noch nördlicher (z. B. in der Umgebung von Rudňany) schon fast ausschliesslich eine kontinentale Ausbildung des Karbons vorhanden ist.

7. III. 1958

Geologisch-geographische Fakultät
der Karl's Universität, Praha

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

HEDVIGA BYSTRICKÁ — FRANTIŠEK ČECH

POZNÁMKY K STRATIGRAFII PODVIHORLATSKEJ LIGNITOVEJ PANVY

(Nemecké resumé)

Rozmach výskumných a prieskumných prác Podvihorlatskej lignitovej panvy v posledných rokoch priniesol veľa nových poznatkov o veku a o vývoji sladkovodných uhľonosných sedimentov tejto panvy.

Štúdiom vývoja o veku Podvihorlatskej lignitovej panvy sa zaoberali viacerí autori. Najprv Hano — Seneš (1952) uhľonosné súvrstvie spolu s andezitmi Vihorlatu a Popričného považovali za tortónske. Neskôr Seneš (1954) uvedené súvrstvie, ako i niektoré iné uhľonosné sedimenty východného Slovenska kládol do sarmatu a v ďalšom Seneš (1955, 1956) celé sladkovodné uhľonosné súvrstvie na základe analógie s Prešovsko-tokajským pohorím kladie do panónu.

Nové poznatky, čo sa týka stratigrafie tejto panvy, prinieslo komplexné vyhodnotenie vrtu Hn-14 (Jendrejáková — Seneš — Slávik 1957), situovaného južne od obce Veľké Zálužice. Okrem petrografickej charakteristiky vulkanických a vulkanicko-sedimentárnych hornín autori venovali veľkú pozornosť aj výrazným faunistickým asociáciám. Z hĺbky 498—510 m opisujú piesčité a tufitické sliene s bohatou morskou makrofaunou a mikrofaunou. Z mäkkýšov uvádzajú hojne zastúpené rody Cardium, Musculus a Irus, podradne rody Donax a Mactra. Okrem toho bolo zistených tiež niekoľko neurčiteľných gastropód a bryozoí.

Z mikrofauny boli zistené v prevládajúcom množstve *Nonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium* aff. *crispum* (Lam.). Podradne sú zastúpené tiež *Ostracoda* z rodu *Cythereis*. Tento horizont podľa nich odpovedá vekove besarabu v mimokarpatských oblastiach, resp. vyššiemu strednému sarmatu Viedenskej panvy.

To isté konštatuje i Seneš (1957), ktorý sa vo svojej práci zaoberá podrobným paleontologickým opisom jednotlivých druhov nájdenej fauny.

Krátky prehľad geologickej stavby západnej časti Podvihorlatskej lignitovej panvy

Vlastné podložie panvy tvorí väčšinou paleogén, zastúpený tu centrálnokarpatským flyšom. Len malú časť podložia panvy medzi Hnojným a Javsou tvorí mezozoikum.

Podľa doposiaľ získaných poznatkov neogénnu výplň panvy tvorí pestré vulkanické súvrstvie, v ktorom okrem rôznych tufov a tufitických ílov nachádzame i lávové prúdy andezitov. V južnej časti panvy vo vrte Hn-14 na báze tohto vulkanického súvrstvia boli zistené aj vápence a vápnité pieskovce, pravdepodobne sladkovodného pôvodu (S l á v i k 1957). Tieto vápence ležia priamo na karpatskom flyši. Ich vek zatiaľ stanovený nebol. Vo vrchnej časti tohto súvrstvia bola zistená spomínaná brakická makrofauna a mikrofauna, charakteristická pre stredný oddiel mimokarpatského sarmatu. Mocnosť tohto súvrstvia je variabilná. V zásade možno povedať, že vzrastá smerom k juhu. V severnejších častiach panvy leží sladkovodné uhľonosné súvrstvie priamo na paleogéne, resp. mezozoiku, kým pestré vulkanické súvrstvie nie je vôbec vyvinuté. V najsevernejších častiach panvy, ako napr. v oblasti vrtu Hn-9 leží transgresívne priamo na paleogéne len vrchná časť produktívneho súvrstvia bez mocnejších uhoľných slojov.

Nad vulkanickým súvrstvím sa nachádza vlastné produktívne súvrstvie, ktoré je po petrografickej stránke veľmi pestré. Asi polovicu objemu súvrstvia tvoria vulkanické, resp. vulkanicko-sedimentárne horniny, druhú polovicu pelitické sedimenty, hlavne íly. Veľmi charakteristické pre toto súvrstvie sú hlavne v strednej a v spodnej časti polohy svetlosivých slienitých ílov, ktoré sú konštantne vyvinuté v celej panve. Keďže toto súvrstvie okrem sladkovodnej makrofauny a rastlinných zvyškov (zatiaľ biostratigraficky a paleontologicky zhodnotené neboli) obsahuje len nevýrazné a chudobné mikrofaunistické pseudoasociácie, stratigrafia jednotlivých horizontov nemohla byť zatiaľ podrobnejšie stanovená.

Nad produktívnym súvrstvím ležia pestré íly s medzivrstvami tufitickej povahy bez uhoľných slojov. Patria pravdepodobne vrchnému panónu.

Nadložie tvoria aluviálne piesky a piesčité hliny.

Mikropaleontologický rozbor vrtných vzoriek

Za účelom spresnenia stratigrafie tejto panvy sa spracovala mikrofauna z niektorých vrtov zo západnej a juhozápadnej časti panvy. Vzorky z vrtov neboli vyberané kompletne, ale len z horizontov, v ktorých sa predpokladala prítomnosť mikrofauny. V nasledujúcom uvádzame vrty, ktoré boli mikrofaunisticky skúmané.

Vrt L-2 je situovaný asi 1,5 km juhovýchodne od obce Lúčky. V hĺbke 500—503.5 m v svetlo zelenavosivých slienitých íloch bola nájdená veľmi bohatá foraminiferová mikroasociácia, tvorená výlučne druhom *Nonion granosum*

(d' O r b.) a ostrakódmi. V hĺbke 733—741 m svetlo zelenavosivé jemne piesčité íly so zuhoľnatenými zvyškami rastlín obsahovali tlakom deformovanú elfídiovú mikrofaunu, ktorá pre porušenosť druhove nemohla byť určená. V hĺbke 748,8—750 m v zelenavosivých íloch sa vyskytovali pyritizované jadrá druhu *Rotalia beccarii* (L.).

Bohatú rotaliovú asociáciu poskytlo súvrstvie svetlo zelenavosivých jemne piesčitých ílov v hĺbke 773—775 m. Boli zistené druhy *Rotalia beccarii* (L.) a *Rotalia stellifera* P i s c h.

Vrt L-3 sa nachádza asi 1 km na západ od vrtu L-2. Na mikropaleontologický rozbor boli odobraté 4 vzorky. V hĺbke 399—400 m v svetlo zelenavosivých tufitických slienitých íloch, ako aj v hĺbke 462—464 m v zelenavosivých jemne tufitických íloch sa našli len ojedinelé tenko škrupinaté ostrakódy. V hĺbke 518—521 m v svetlo zelenavosivých jemne piesčitých slienitých íloch bola vybraná početne chudobná mikrofauna, z ktorej sa dali identifikovať tieto druhy:

Triloculina inflata d' O r b.,
Triloculina reussii (B o g d.),
Quinqueloculina bosciana d' O r b.,
Elphidium crispum (L.),
Nonion granosum (d' O r b.),
Rotalia beccarii (L.),
Chalmasia morelleti P o k.,
Ostracoda.

V hĺbke 524 a 525 m v svetlo zelenavosivých jemne piesčitých slienitých íloch s otlačkami makrofauny bol zistený horizont s veľmi bohatou mikrofaunou s prevažným zastúpením druhu *Nonion granosum* (d' O r b.). Dosť početne zastúpený bol aj druh *Elphidium crispum* (L.) a *Ostracoda.*

Vrt Hažín-2 bol situovaný juhozápadne od obce Hažín. Väčšina študovaných vzoriek (vybratých z hĺbky 627,90—629 m, 711—712 m, 721—722 m, 754,5—755 m) sa ukázala mikrofaunisticky sterilná. V hĺbke 862—867 m v zelenavosivých veľmi jemne piesčitých slienitých íloch sa našla bohatá, ale stratigraficky netypická mikroasociácia, tvorená z veľkej väčšiny druhom *Rotalia beccarii* (L.) a *Elphidium crispum* (L.). V spoločnosti sa ojedinele vyskytli aj druhy *Nonion depressulum* (W. a J.), *Elphidium antoninum* (d' O r b.) a *Ostracoda.* V hĺbke 902—909 m v svetlo zelenavosivých, veľmi jemne piesčitých slienitých íloch, ako aj v hĺbke 933—937 m v zelenavosivých piesčitých slienitých íloch bola nájdená mikrofauna elfídio-noniono-rotáliová, ktorá sa však ukázala stratigraficky úplne bezcenná, pretože podľa ováľania schránok sa dá usúdiť, že je asi resedimentovaná.

Vrt Hn-96 sa nachádza priamo v obci Hnojné. V hĺbke 427—428 m v svetlo zelenavosivých slabo slienitých íloch s otlačkami makrofauny bol zachytený bo-

hatý horizont s *Nonion granosum* (d' O r b.) a sporadickým výskytom druhov *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium crispum* (L.) a úlomkami miliolíd.

Vrt Hn-151 sa nachádza asi 500 m východne od vrtu Hn-96. V tomto vrte horizont s *Nonion granosum* (d' O r b.) bol zachytený v hĺbke 433—434 m v svetlozelenavosivých slabo slienitých íloch. Tu okrem spomínanej vedúcej formy boli ešte zistené druhy:

Elphidium macellum (F. a M.),
Elphidium listeri (d' O r b.),
Nonion bogdanowiczi V o l o s h.

Kvantitatívne zastúpenejší je len druh *Elphidium macellum* (F. a M.), kým ostatné dva druhy sa vyskytujú len ojedinele.

Porovnaním vrtov dospeli sme k poznatku, že asociácia s *Nonion granosum* (d' O r b.) v študovanej oblasti tvorí pravdepodobne stály horizont. Tento horizont bol zistený vo vzorkách z vrtu L-2 500—502 m, L-3 524—525 m, Hn-96 426—427 m a Hn-191 433—435 m. Stratigraficky môžeme horizont s *Nonion granosum* zaradiť k mladšiemu sarmatu v zmysle P a p p o v o m (1956). Asociácia odpovedá najvrchnejšej sarmatskej zóne vymedzenej G r i l l o m vo Viedenskej panve (1943).

Vo vrte L-2 rotáliová asociácia, konštatovaná z hĺbky 773—775 m, nemohla byť stratigraficky presnejšie začlenená, pretože rotáliové asociácie sa môžu vyskytovať v ktoromkoľvek sarmatskom horizonte.

Vo vrte Hažín-2 noniový horizont nebol zistený. Dá sa však predpokladať, že aj tu je vyvinutý, avšak v menších hĺbkach, než z ktorých sme mali vybraté vzorky (od 628 m). Foraminiferová asociácia zistená v hĺbke 862—867 m, tvorená elfídiami a rotáliami, patrí pravdepodobne už k spodnému sarmatu.

27. III. 1958

Fakulta geologicko-geografických vied,
Univerzita Komenského, Bratislava

LITERATÚRA

[1] G r i l l R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeit im Miozän des Wiener Beckens. Jahr. Geol. Bundes.-Anst. Wien. — [2] H a n o V., S e n e š J., 1952: Predbežná zpráva o gelogickom mapovaní pohoria Popričný a východnej časti pohoria Vihorlat. Geol. sborník III, 3—4. Bratislava. — [3] J e n d r e j á k o v á O., S e n e š J., S l á v i k J., 1957: Biostratigrafické a petrografické hodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [4] P a p p A., 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien. Wien. — [5] S e n e š J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na vých. úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. sborník V. Bratislava. — [6] S e n e š J., 1955: Výsledky geolog.

výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [7] Seneš J., 1956: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uholnej panvy. Geolog. práce, Zprávy 6. Bratislava.

HEDVIGA BYSTRICKÁ—FRANTIŠEK ČECH

BEMERKUNGEN ZUR STRATIGRAPHIE DES LIGNITBECKENS UNTER DEM VIHORLAT

In der Arbeit werden neue Erkenntnisse über die Stratigraphie des Lignitbeckens unter dem Gebirge Vihorlat gebracht. Das Liegende des Beckens wird durch das Mesozoikum und zentralkarpatische Paläogen gebildet. Die neogene Füllung bilden in den südlichen Teilen des Beckens wahrscheinlich limnische Kalke, deren Alter noch nicht festgestellt wurde. In ihrem Hangenden liegen bunte Schichten mit Vulkaniten, im deren oberen Teil eine auf Sarmat-Bessarab des ausserkarpatischen Gebietes hinweisende Fauna festgestellt wurde.

Zur Präzisierung der Stratigraphie hat man die mikrofaunistische Analyse einiger Proben aus den Bohrungen L-2, L-3, Hažín-2, Hn-96, Hn-151 durchgeführt. Man konstatierte, dass sich im studierten Gebiete ein ständiger, fossilreicher, überwiegend durch die Art *Nonion granosum* (d'Orb.) charakterisierter Horizont befindet, ein Horizont, wie er im obersten Sarmat des Wiener Beckens (Grill 1943) und im jüngeren Sarmat (Papp 1956) beschrieben wurde. Typische mittel- und untersarmatische Assoziationen hat man nicht konstatiert. Man nimmt jedoch an, dass die Assoziation mit Elphidien und Rotalien, die in der Bohrung Hažín-2 in der Tiefe von 862—867 m festgestellt wurde, wahrscheinlich schon untersarmatisch ist.

20. III. 1958

Fakultät der geologisch-geographischen Wissenschaften,
Komenský's Universität, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

DUŠAN KUBÍNY

PREDBEŽNÉ VÝSLEDKY Z GEOLOGICKÉHO MAPOVANIA NÍZKOTATRANSKÉHO GRANITOIDNÉHO MASÍVU

(Nemecké resumé)

Prehľadný výskum západnej časti nízkotatranského granitoidného masívu (V. Zoubek 1950, V. Zoubek — D. Kubíny 1955) dal popud k prehľadnému geologickému mapovaniu väčšej časti tohto jadra. Niektoré pozorovania sú uverejnené v stručnej zprávе (V. Zoubek — D. Kubíny 1956).

Celková štruktúra nízkotatranského masívu javí sa ako mohutná megaantiklinála východo-západného smeru, na západnom okraji ukončená mohutnou axiálnou depresiou, postihnutou veľkými radiálnymi poruchami „revúcko-starohorskej zlomovej sústavy" (pomenovanie autorovo). Na východe je granitoidné jadro ukončené transverzálnou osovou depresiou, na tektonickom styku so sériami kraklovského kryštalinika a krížňanského mezozoika, ktoré sú cez granitoidné jadro sunuté k severu (Zoubek 1952). Najvyšším bodom megaantiklinály je horská skupina Ďumbiera a Chopka s výškami nad 2000 m. Absolútna väčšina granitoidných hornín vystupuje od hlavného hrebeňa na sever, len v západnej časti jadra — Prašivej granitoidný masív vystupuje aj na južných svahoch.

Z doliny Biele Vody od k. 822 na sever prebieha radiálna zlomová porucha, ktorá je sprevádzaná mohutným mylonitovým pásom (V. Zoubek 1951) cez celý granitoidný masív. Predpokladám, že podľa tejto poruchy západná časť jadra (prašivská) bola relatívne vyzdvihnutá oproti časti východnej. Od tejto poruchy na juhozápad je jadro nápadne vysunuté v tomto smere. Táto časť jadra je aj najintenzívnejšie dislokačne zbridličnatená, na južných svahoch v epiruly, epimigmatity a epigranity až fylonity granitov, od presunujúcich sa más veporidného mezozoika. Na severných svahoch granitoidy boli rozsiahle mylonitizované v blízkosti zavrásnených pruhov spodnotriasových kvarcitov (Koutek 1931). Mylonity sú zrejme produktom mohutného namáhania tejto časti jadra pri karpatských horotvorných pochodoch.

V centrálnej časti ďumbiersko-chabeneckej územie severne od hlavného hrebe-

ňa má glaciálnu morfológiu s mohutne vyvinutými ľadovcovými karmi a údoliami, s glaciálnymi, fluvioglaciálnymi a fluviálnymi akumuláciami dvoch hlavných ľadovcových štádií a čiastkových ústupkových štádií. Na južných svahoch tejto časti sú vyvinuté rozsiahle kamenné moria s ojedinelými glaciálnymi tvarmi. (Glaciálne zjavy západných a východných svahov Skalky k. 1981 boli predmetom štúdií Kunský — Král' 1952; na južných svahoch Derešov, Chopka a Ďumbiera boli zistené autorom článku.)

Vlastný granitoidný masív je budovaný granitoidnými typmi dvoch hlavných intruzívnych fáz: granitoidmi ďumbierskej intruzívnej fázy (staršia serorogénna fáza) a granitoidmi prašivskej intruzívnej fázy (mladšia serorogénna fáza).

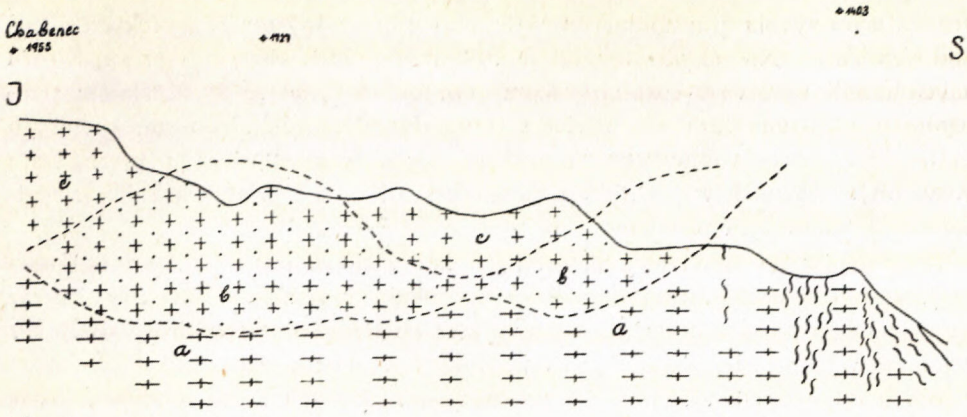
Ďumbierska intruzívna fáza je charakterizovaná biotitickými granitoidmi strednozrnitými a drobnozrnitými, ako diferenciačnými typmi hlavnej intruzívnej fázy. Ako mladšia intruzívna subfáza prenikajú týmito horninami svetlé drobnozrnité granodiority a nakoniec pegmatit-aplitové žily, najčastejšie mocnosti do 50 cm, ako najmladšia pneumatolytická subfáza.

Granity prašivského typu sú charakterizované silnou káliovou metasomatózou a odštepovaním pegmatitovej (pneumatolytickej) zložky; produkty obidvoch týchto procesov sa prejavujú najvýraznejšie vo vrchných častiach prašivskej intrúzie a v jej bezprostrednom nadloží. Z ďumbierskych granitoidov vznikajú tým v nadloží prašivských žúl „kontaktné granitoidy" (pomenovanie podľa geologického vystupovania) a do nich prenikajú pegmatito-aplitové žily s ružovými ortoklasmi a albitmi. Takéto sú známe hlavne na severnom okraji ďumbierskych granitoidov. Často v blízkosti týchto žíl možno pozorovať obohatenie susedných granitoidov na ružové živce, vznik ktorých veľmi pripomína imbibíciu živcov pri granitizačných pochodoch.

Vznik kontaktných granitoidov na rozhraní intrúzií obmedzuje sa hlavne na depresívne časti horného okraja prašivských žúl. V elevačných častiach je styk oboch typov granitoidov ostrý, bez prechodných typov.

Svetlé drobnozrnité granodiority ďumbierskej intruzívnej subfázy vnikli do utuhnutej hlavnej masy ďumbierskych biotitických dioritov a granodioritov, keďže ich v rozmanitých tvaroch uzatvárajú. Rovnako pegmatit-aplitové žily prašivskej intrúzie prenikali do utuhnutých ďumbierskych granitoidov po puklinách. V depresívnych častiach kontaktu mohlo nastať účinné prehriatie alebo čiastočné pretavenie spodných častí ďumbierskych granitoidov a mohlo dôjsť k imbibícii draselných živcov alebo k draselnej metasomatóze. Takýmto typickým príkladom tvorenia kontaktných granitoidov je územie severne od Chabenca, západne od antimonových ložísk Dúbrava, kde možno priamo v teréne pozorovať odspodu nahor tento postup:

a) prašivské granitoidy,
b) zóna prechodných typov kontaktných granitoidov,
c) typické ďumbierske granodiority v území k. 1655 a 1702.



Prašivská intruzívna fáza je charakterizovaná aj ojedinelými výskytmi bázických diferenciátov granitoidnej magmy, hlavne v jej horných častiach. Sú to hlavne biotit-amfibolické, amfibolicko-biotitické a biotitické kremité diority, petrograficky opísané Koutkom (1931). Také výskyty som vymapoval v území Bor Halmi na hrebienku severozápadne od k. 1888,9 a tesne pod hrebeňom Prašivej v strmých roklinách asi 250 m západne od k. 1042, východne od Korytnice. J. Koutkom vymapované bolo bázické teleso vo veľkej Železnej doline na styku so svormi Kliniska. Všetky tieto výskyty predstavujú malé telesá, vcelku dosť ostro ohraničené. Diferenciačné prechody sú skoro všade veľmi zjavné. Typickým takým telesom je výskyt Bor Halmi, kde sú zastúpené všetky diferenciačné produkty od biotitických po biotit-amfibolické kremité diority.

V zpráve z r. 1956 uvádzam, že ďumbierska intrúzia prenikala od severu na juh, pričom na juhu v podloží vytvorili sa migmatity pri kontaktnej a exokontaktnej zóne. Toto hybridné pásmo vystupuje na južných svahoch Nízkych Tatier pod ďumbierskymi granitoidmi s prerušením v území Skalky k. 1981 (zmapované L. Snopkom) po mohutnú mylonitovú poruchu, ktorá pretína celý granitoidný nízkotatranský masív.

Pneumatolyticko-autometamorfné procesy rozrôznili prašivskú žulu vo vertikálnom zmysle v niekoľko petrograficky odlišných zón prebiehajúcich subhorizontálne.

Podobný vývoj mladšej intruzívnej fázy som zistil aj v ľubochnianskom masíve pri geologickom mapovaní vo Veľkej Fatre r. 1954. V tomto masíve majú vertikálne zmeny mladšej serorogénnej intrúzie, ktorú nazývam „ľubochnianskou intrúziou", komplikovanejší charakter. V apikálnych častiach intrúzie tvoria sa dvojsľudné až muskovitické granity nad zónou dvojsľudných granitov s ružovými draselnými živcami na styku so staršou intruzívnou fázou smrekovických granitoidov. Veľmi rozšírené je prenikanie pneumatolytickej subfázy v podobe pegmatitových žíl, často o veľkej mocnosti, do smrekovických granitoidov. Iným príkladom

vertikálneho vývoja granitoidnej intrúzie je aj granitoidný masív Vysokých a Západných Tatier. Na základe doterajších výsledkov prác Michalika, Goreka, Klinca a iných súdim, že vo vysokotatranskom granitoidnom masíve chýba staršia serorogénna intruzívna fáza analogická s fázou ďumbierskych alebo smrekovických granitoidov, pretože biotitické kremité diority a granodiority tu prechádzajú vo vrchných častiach v granity autometamorfované, ktoré priamo hraničia s nadložným kryštalickým plášťom.

Nový názor na postavenie prašivských žúl v nízkotatranskom granitoidnom plutóne môže zasiahnuť aj do otázky zrudnenia v Nízkych Tatrách. Doteraz sa nepodarilo nájsť kritériá, na základe ktorých by sa dal spoľahlivo určiť vek zrudnenia. Je pravdepodobné, že tento problém vyrieši geochémia.

Ide hlavne o celkové zaradenie príslušnosti niektorých antimonitových ložísk k orogenetickej, resp. k magmatickej fáze. V minulosti (D. K. 1956) sa mi podarilo s určitosťou zaradiť Fe, Cu zrudnenie Konského grúňa, Ludarovej a Štiavnickej hole ku karpatskej orogenetickej fáze. (Zrudnenie zasahuje aj zavrásnené mezozoikum do granitoidného masívu.)

Naproti tomu žily antimónových rúd neprenikajú nikdy do takýchto mezozoických sedimentárnych hornín obalu kryštalického jadra, hoci napr. na Dúbrave vystupujú v granitoch v blízkom susedstve verfénskych kvarcitov. Výskyty Sb rúd sa nachádzajú alebo v blízkosti intrúzie prašivských žúl, alebo na okraji prašivských žúl vo vlastnom masíve (Sb žily Dúbrava, čiastočne Magurka, ložisko Železnô), alebo už v nadložných ďumbierskych granitoidoch (napr. Magurka, Latiborská hoľa); ďalšie významné výskyty, ako sú Dve vody, Medzibrod, Lom a iné, nachádzajú sa v západnej časti Nízkych Tatier v kryštalických bridliciach, teda vzdialenejšie od povrchového rozšírenia prašivských žúl, ktorých hĺbková existencia nie je však v týchto častiach kryštalinika vylúčená.

11. II. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., Matějka A., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slowaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna StGÚ 13, Praha — [2] Gorek A., 1954: I. zpráva o geologickom výskume kryštalinika v západnej časti Vysokých Tatier. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [3] Gorek A., 1954: II. zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [4] Koutek J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. StGÚ IX. Praha. — [5] Král V., Kunský J., 1953: Zpráva o mapování pokryvných útvarů v oblasti Chabence v Nízkých Tatrách. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1952. Praha. — [6] Kubíny D., 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti ďumbierskeho masívu. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. — [7] Kubíny D., Zoubek V., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom vý-

skume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. — [8] Michalik A., 1952: Stosunek granitu do pokrywy lupkow krystalicznych v Tatrach. Acta Geol. Polonica II. Warszawa. — [9] Michalik A., 1952: Cioc krystaliniku Tatr polskych oraz towarzyszace mu przemiany hydrotermalne. Panstw. inst. geol. Biuletyn 84. Warszawa. — [10] Zoubek V., 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ÚÚG XXVI. Praha. — [11] Zoubek V., 1953: II. zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1952. Praha. — [12] Zoubek V., Kubíny D., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava.

DUŠAN KUBÍNY

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE DER GEOLOGISCHEN KARTIERUNG DES GRANITOIDEN MASSIVS DER NIEDEREN TATRA

Die übersichtliche geologische Untersuchung des granitoiden Massivs der Niederen Tatra (V. Zoubek 1950, V. Zoubek — D. Kubíny 1956, D. Kubíny 1956—57), brachte viel Neues in der Auffassung des variszischen intrusiven Zyklus in der Niederen Tatra. Schon J. Koutek (1930) stellte eine interessante Beziehung zwischen den Prašivá- und Ďumbier-Granitoiden fest und hat ihre petrographische Charakteristik gegeben. Später stellte V. Zoubek (1951) fest, dass auf den südlichen Hängen des kristallinischen Massivs der Niederen Tatra die Ďumbier-Granitoide im tektonischen Kontakt mit den Prašivá-Granitoiden stehen. Diese interessante Erkenntnis bestätigten wir bei den gemeinsamen Kartierungsarbeiten im J. 1955—1956. Bei der weiteren Verfolgung dieser unterschiedlichen Granitoiden-Typen stellte ich fest, dass die Grenze zwischen ihnen nördlich von dem Hauptkamm der Niederen Tatra tektonisch nicht modifiziert ist und dass die Ďumbier-Granitoide immer in der Superposition über den Prašivá-Granitoiden auftreten. Die tektonische Störung, die auf den südlichen Hängen diese Granitoide abtrennt, geht gegen Norden in eine mächtige radiale Störung mit eingefalteten unterwerfenischen Quarziten über. Die Prašivá-Granitoide stellen eine jüngere serorogene Phase des variszischen intrusiven Zyklus dar, die mit der jüngeren serorogenen Phase der Ľubochňa-Granitoide abtrennt, geht gegen Norden in eine mächtige radiale Störung mit eingefalteten im J. 1954 feststellte, übereinstimmend ist.

Bei den neueren Kartierungsarbeiten stellte ich fest, dass die subhorizontale, zonale Entwicklung der Intrusion der Prašivá-Granitoide beiläufig in vertikaler Richtung, im Vergleich mit der Intrusion der Ďumbier-Granitoide abweichend verlief (die Ďumbier-Granitoide intrudierten von Norden gegen Süden — Kubíny 1956). Diese Erscheinung schreibe ich der unterschiedlichen, im ganzen ruhigen Periode zur Zeit der Intrusion der Prašivá-Granitoide zu.

In den depressiven Teilen des oberen Randes der Prašivá-Intrusion bildeten sich Granitoiden-Übergangstypen mit imbibierten rosenfarbigen Orthoklasen und Äusserungen einer Kalimetasomatose. Diese Erscheinung erkläre ich so, dass am Kontakt der Ďumbier-Granitoide mit dem intrudierenden Magma der Prašivá-Granitoide eine wirksamere Überhitzung, oder teilweise Umschmelzung der Ďumbier-Granitoide eintreten konnte. Die pneumatolytische Subphase der Prašivá-Intrusion wird auch durch die Entstehung von Pegmatitgängen im nördlichen Randgebiete der Ďumbier-Granitoide charakterisiert.

11. II. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

VLADIMÍR NÁPRSTEK

VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO MAPOVÁNÍ MEZI SLOVENSKOU ĽUPČOU A PONIKY

V září roku 1957 zmapoval jsem do mapy měřítka 1 : 20 000 území o rozloze asi 16 km^2, omezené na severu řekou Hronem, na východě spojnicí kót 377 (při ústí potoka Drienky do Hronu) — 610 — 581 — 551 — 670 a silnicí Lehotka — Poniky; na jihu a západě tvoří omezení jižní a západní okraj mapy.

Území leží na levém břehu Hronu a geograficky patří k Banskobystrické pahorkatině. Členitý terén, který se příkře zdvíhá nad Hronem, dosahuje maximální výšky 698 m Strážou severozáp. od Lehotky. Hladina vrcholu klesá zhruba od 600 m na severu na 560 m na jihu. Krajina je s výjimkou záp. okolí Poník vesměs zalesněna a má horský ráz. Hluboce zařízlé údolí Velkého Plavna a zejména erosivní rýhy a strže v severozáp. okolí Poník poskytují dostatek instruktivních odkryvů, takže na 1 km^2 připadá průměrně 10 dokumentačních bodů.

Geologické poměry

Studovaný terén je budován téměř výhradně mesozoikem subtatranských příkrovů. Pouze v blízkém severozáp. okolí Ponik vyskytují se neogenní štěrky. Mladé pokryvné útvary tvoří kamenité sutě, většinou zarostlé vegetací a ronové svahoviny v erosivních rýhách na werfenu. Při ústí potoka Drienky do Hronu byla zjištěna terasa Hronu ve výši 380 m.

Stratigrafie subtatranských příkrovů

K r i ž n a n s k ý p ř í k r o v: mesozoikum tohoto příkrovu je v mapovaném území zastoupeno malmem a neokomem, jejichž přesný stratigrafický rozsah nelze pro nedostatek paleontologických důkazů dosud vymezit. Dogger, lias a keuper vyskytují se při východní hranici území v údolí Suché Drienkyně. Lias v hierlatzském vývoji (domér) popsala v těchto místech V. K o l l á r o v á (1957).

Malm a neokom tvoří všude tektonické podloží chočskému dolomitu, werfenu a světle šedým aniským vápencům.

Malm je vyvinut ve facii kalových vápenců bez rohovců sytě fialových až zelenavých barev. Neokom tvoří na spodu masivní lavicovité vápence světle šedých barev (jihozápad. svah Stráže), navětrávající v uzlovité oleptané bloky a ve vyšších polohách tmavošedé, většinou silně zbřidličnatělé slínité vápence.

Velmi instruktivní profil souvrstvím malm-neokom je odkryt v úvozové cestě od ústí potoka Drienky na Pôlč v severových. cípu území. Na vrstevnici 420 m objevují se zde v podloží chočského dolomitu nejprve zbřidličnatělé vápence malmu šedozelené barvy výše pak rudě fialové barvy, které přecházejí asi na vrstevnici 450 v krémově šedožluté celistvé a dobře zvrstvené vápence titonu. Tyto přecházejí pod kótou 498 v silně zbřidličnatělé tmavošedé slínité vápence neokomu. V neokomu jsou na území Pôlče vyvinuty krasové jevy, o nichž bude zmínka níže. Neokom má v těchto místech celkem ploše klenbovitou stavbu. Dobré profily serie malm-neokom jsou též odkryty na západním a jihozápadním svahu Stráže až do údolí Velkého Plavna. Tektonicky zajímavý je výskyt neokomu v drobném tektonickém okně v rokli mezi kótami 603 a 679 severozáp. od Lehotky.

Chočský příkrov: stratigrafický rozsah tohoto příkrovu sahá od werfenu do ladinu (karnu?).

Werfen se vyskytuje jednak v souvislém širokém pruhu mezi Strážou, Poniky a kótou 642 severně od ohbí silnice Poniky—Šalková, jednak tvoří samostatné tektonické skupiny jižně od Hronu na chočském dolomitu na Hrabové (k. 577), na kótě 536 a mezi Strážou a Velkým Plavnem.

Lithologicky je werfen velmi pestrý. Je tvořen červenými až zelenými jemně slídnatými pískovci různé zrnitosti s jílovitým nebo karbonátovým tmelem, které přecházejí místy do stejně zbarvených břidlic nebo bělavě růžových křemenců. Vyšší souvrství v okolí Ponické Lehotky jsou vyvinuté převážně ve fácii slídnatých břidlic s karbonátovým tmelem až zrnitých vápenců. V četných odkryvech v severní části Lehotky jde o slínité vápence, slíny, slínité břidlice a písčité břidlice červenofialových, hnědých až zelenošedých barev, které jsou vždy jemně slídnaté a obsahují vložky zrnitých vápenců. Některé polohy v tomto souvrství obsahují limonitisované konkrece. Z fauny byly v tomto souvrství nalezeny: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Myophora costata* Zenk., *Turbo rectecostatus* Hauber, *Naticella costata* Münst., tedy vesměs druhy popsané již M. Mahelem (1956), které ukazují na kampilské stáří. Jde o nejvyšší část werfenu, která záp. od Lehotky se uplatňuje morfologicky i v drobných denudačných zbytcích vedle zbytku aniských vápenců ležících často ve stejné úrovni. Jde vlastně o tektonicky redukovaný vertikální faciální přechod z klastické facie werfenu do karbonátové sedimentace středního triasu.

V severozáp. okolí Lehotky obsahují werfenská souvrství subefusivní tělesa vyvřelin, petrograficky určených A. Grenarem — J. Kotáskem (1956)

jako křemité porfyry. Rovněž červenavě až fialově hnědá porfyrická hornina v najsevernějším cípu Lehotky v úvozové cestě asi 600 m jihozáp. od kóty 674 — Skalia byla mnou určena jako k ř e m e n n ý p o r f y r. Podobné i když od místa k místu strukturně odlišné horniny tvoří různě široká a zřejmě tektonicky modifikovaná tělesa na lokalitě Piesky, vých. a záp. od Rušenova (k. 566). Místy jsou tyto porfyry prošlehány různě mocnými sytě červenými křemennými (původně zčásti opálovými) žilníky a jsou hydrothermálně přeměněny.

A n i s je zastoupen převážně světle šedými vápenci, které budují krasové území jihozáp. od silnice Poniky — Šalková v nadloží werfenu a jako zkrasovělé zbytky drobnějších tektonických ker na neokomu nebo na chočském dolomitu v okolí Piesku a jihozáp. od Stráže. Jejich nejsevernější výskyt byl zjištěn v jihových. okolí Šupína (k. 584) mezi kótami 577 a 540. Jejich podloží tvoří v těchto místech werfénské pískovce a břidlice nepatrné mocnosti. Jinde spočívají aniské vápence buď spolu s werfenem nebo bez něho (tektonické vyvlečení) přímo na neokomu križňanského příkrovu nebo na chočském dolomitu. V malém lůmku u silnice v jižním cípu Lehotky je přímo obnažen tektonický styk mezi podložním chočským dolomitem a světle šedými aniskými vápenci. Silně zprohýbaná tektonická plocha je vyplněna terra rossou. Dolomit je silně podrcen bez nejmenších stop zkrasovění, zatím so světle šedé vápence jsou nápadně korodovány. Záp. od kóty 603 v ohbí cesty jsou dosud zachovány ve kře těchto vápenců škrapy, jejichž dna jsou vyplněna červenými residuálními jíly (terra rossou) tmelícími ostrohranné i oleptané úlomky různě zvětralých vápenců.

L a d i n u patří světle až tmavě šedé dolomity, většinou nezřetelně vrstevnaté. Jejich styk s tektonickým podložím (neokom-malm) i nadložím (werfen, anis) je všude vyznačen brekciovitými dolomity. Pouze na jediném místě byla v nich zjištěna poloha reiflingských vápenců, a to na elevaci vých. od lesní cesty kóty 642 na kótu 580 při záp. okraji mapovaného území. Dolomity vystupují též v drobném tektonickém okně v podloží werfenu v rokli mezi kótami 603 a 679, v severozáp. okolí Poník a v souvislé laločnaté a zprohýbané kře sahající od Stráže přes Šupín až k řece Hronu. L u n z s k é v r s t v y nebyly v nich nikde zjištěny.

N e o g e n n í h o stáří jsou štěrky v jižním okolí kóty 495 severozáp. od Poník. Jejich valounový materiál je místní a je tvořen převážně werfenskými křemenci.

Tektonika

Zjištěné úložné poměry popsaných stratigrafických členů dovolují stanovit v mapovaném území tři tektonické jednotky. První nejspodnější stratigrafického rozsahu keuper-neokom náleží križňanskému příkrovu. Je obnažena hlavně v severní části území. Celková stavba této serie je ploše antiklinoriální s prudším sklonem až s překocenými dílčími vrásami na Šupíně směrem severním do údolí Hronu. Při tektonickém transportu nadložních hornin byly místy zejména slínité

vápence neokomu zvrásněny a sedřeny až na malm. Pod vrcholem Šupína je neokom vyskřípnut do nadložního dolomitu. Druhou tektonickou jednotkou je chočský příkrov representovaný ladinskými dolomity, individualisovanými v samostatnou jednotku, na níž je nasunuta třetí dílčí jednotka, zastoupená werfenem a aniskými vápenci. I když je tato superposice celkově zachována a zejména existence třetí dílčí jednotky je nepochybná, dolomit a zejména werfen je místy zcela redukován, takže na neokomu leží přímo světlé aniské vápence. Zajímavé jsou oranžové voštinaté tektonity, dolomitické brekcie čočkovitého tvaru, nevrásněné do neokomu místy s aniskými vápenci v popsaném již profilu v cestě od ústí Drienky na Pôlč. S tektonického hlediska velmi poučný odkryv, kde je možno tektonickou redukci jednotlivých členů vidět, je v rokli potoka severně od Rušenova asi 200 m východojihovýchodně od kóty 460. V těchto místech na zvrásněném neokomu nebo malmu spočívají vedle sebe zelenavé pískovce werfenu, dolomitové bloky anebo šedé vápence aniské. Drobné kry těchto hornin zjistíme všude v okolí.

Zdá se, že přesunové plochy mezi všemi tektonickými jednotkami byly v závěrečné fázi vrásnění tangenciálními silami dodatečně zprohýbány, takže řada k severu překocených vrás antiklinoria vyvinula se ve vrásové přesmyky. Svědčí pro to jednak vyskřípnutí neokomu do chočského dolomitu, hlavně však tektonické střídání werfenských členů střižného charakteru. Nápadná je flexura chočského dolomitu příkře zapadající do údolí Hronu, která byla nejspíše druhotně přetržena mladší radiální poruchou pod Šupínem a projevuje se i morfologicky. Je velmi pravděpodobné, že též vodní síť Velkého Plavna i erosivní rýhy severozáp. od Poník byly předisponovány mladšími radiálními poruchami. Zejména okolí Velkého Plavna nápadně souhlasí se směrem h 11, který sledují závrty v krasovém území Pôlče. Přímo vymapována byla radiální porucha ve werfenu na lokalitě Piesky, kde se podle ní ostře stýkají různě široké pruhy werfenských křemenců, pískovců, břidlic a porfyrů. Tato porucha má rovněž směr h 11.

Rudy

Asi 100 m severozáp. od kóty 670 vých. od Stráže byly zjištěny staré kutací práce po obou stranách lesní cesty na styku chočského dolomitu a nadložních werfenských slínů. Drobné impregnace Pb-Zn rud byly zjištěny přímo ve výchozech dolomitu.

Krasové jevy

Krasové jevy jsou vyvinuty jednak v neokomských vápencích na Pôlči, jednak v aniských vápencích v jižní části území. Ponický i lehotský kras popsal již W. Lenčo (1956, 1957) a upozornil na jejich morfologickou, geologickou i hydrologickou odlišnost. Lehotský kras na Pôlči je dnes odvodňován potoky

Drienkou a Velkého Plavna, které jsou asi 100 m pod úrovní povrchových krasových jevů (drobné ponory, slepé i zející závrty) na Pôlči. Tým vysvětluje W. Lenčo ustrnutí vývoje pôlčanského polje, které se odvodnilo radiálními poruchami dosti rychle. Tento kras je kryt vegetací a je velmi chudý na škrapy. Jak bylo zjištěno povrchovým mapováním, bude rozsah tohoto krasu o něco větší a bude mít patrně i jeskyně.

Ponický kras má typicky krasový charakter, i když je zčásti pokryt vegetací. Hydrologicky náleží potoku Zolná. V mapovaném území tvoří jihozáp. cíp území jižně od silnice Šalková—Poniky. Na severovýchod od ní je největší část tohoto krasu již snesena, takže původní soustava podzemních vodních toků se stala normální povrchovou vodní sítí erodující werfenské podloží a odvodňující severozáp. okolí Ponik k jihu. Z původního mocnějšího souvrství aniských vápenců zůstaly jen drobné humy, jejichž škrapy jsou místy vyplněny terra rossou.

Vznikl tedy původně hydrologicky jednotný krasový cyklus nejspíše na starém reliefu budovaném aniskými vápenci. Tento relief se mírně skláněl k jihu a tímto směrem byl též odvodňován. Nasvědčuje tomu zejména allochtonita terra rossy, která byla s povrchu vplavena do podzemí a migrovala podél trhlin k přesunové ploše tektonických jednotek. Jde o týž jev, který dokázala L. Smolíková (1958) v Slovenském krasu.

Domnívám se, že zkrasovění je předneogenního stáří. Tento názor podporuje zjištění, že v opuštěném lomu asi 500 m jihozáp. od kóty 495 severozáp. od Ponik uřezává transgresní plocha neogenních štěrků jak světle šedé aniské vápence, tak i chočský dolomit, jejichž trhliny jsou vyplněny terra rossou.

Nynější hydrologické rozvodí obou krasových systémů souvisí nejspíše se zdvihem severní části mesozoika a morfologickým vývojem údolí Hronu. Zdá se velmi pravděpodobné, že kras v neokomu na Pôlči je mladším krasovým cyklem, který probíhal za odlišných klimatických i geologických podmínek.

11. III. 1958

Geologicko-geografická fakulta
Karlovy university, Praha

LITERATURA

[1] Grenar A., Kotásek J., 1956: Výskyt křemitých porfyrů ve werfenu chočského příkrovu na ssz. od Ponik. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [2] Kollárová V., 1957: Lias v hierlatzskom vývine pri Slovenskej Ľupči. Geol. sborník VIII, 1. Bratislava. — [3] Kotásek J., 1954: Predbežná zpráva o mapovaní v okolí Poník (juhových. od B. Bystrice). Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [4] Lenčo W., 1956: Ponický, Môlčanský a Lehotský kras. Ochrana přírody XI, 1. Praha. — [5] Lenčo W., 1957: Krasový útvar „polje" v krasovom území chotára Slovenská Ľupča. Krásy Slovenska 6. — [6] Maheľ M., 1956: Nové nálezy skamenelím vo verfénskych vrstvách na južnom svahu Nízkych Tatier. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [7] Smolíková L., 1958: K půdám ze skupiny terrae calcis v Jihoslovenském krasu. Věstník ÚÚG XXXIII, 2 (v tisku).

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGICKÉ POMĚRY KARBONSKÉ SERIE U PODREČAN SEVEROZÁPADNĚ LUČENCE

(Německé resumé)

1. Úvod

Zkoumané území nachází se v oblasti západně od říčky Kriváň mezi obcemi Podrečany a Gregorova Vieska.

Hydrogeologický průzkum byl prováděn v rámci geologicko-průzkumných prací, které byly zaměřeny na podrobný výzkum karbonského magnesitového pásma. Úkolem hydrogeologického průzkumu bylo objasnění hydrogeologických poměrů hlavní ložiskové polohy, která zde byla zjištěna. Konečné zpracování slouží jako podklad pro projekci, volbě dobývací methody a otvírce těžebních bloků.

2. Důlní práce

Přítomnost okrových partií v karbonské serii je známa již z XIX. století, a v r. 1895 byly na dobývání okru vyměřeny důlní míry. Dobývalo se zde v letech 1914—1918, pak byly práce opuštěny a znovu obnoveny byly teprve v r. 1940.

Staré důlní práce začaly na výchozech okrů a zbytky po těchto pracích jsou podnes patrny. Později byla ražena úpadnice s překopem na ložisko poblíž zatáčky silnice v Hrbku. Poloha ústí této úpadnice a rozsah dobývek není dnes znám. V roce 1940 byla ražena nová úpadnice v lesíku Psota. Popis této práce a důlní mapa jsou obsaženy v práci Peinthera a Měšky (20).

Podrobnější průzkum začal po r. 1945 Čechovič (11), v němž pokračovali v r. 1951 Hano, Kuráň a Seneš (9). V témže roce provedl geologické mapování v okolí ložiska Gregor (8) a geofysikální průzkum Kolbenheyer (19). Soustavný průzkum ložiskové oblasti začal v r. 1952 Západoslovenský rudný průzkum, n. p.

3. Charakteristika geografických poměrů a morfologie území

a) Orografie

Území u Podrečan leží na jižním úpatí Spišsko-gemerského Rudohoří v severozápadní části Lučenecké kotliny. Jižněji se rozkládá Ipelská rovina, táhnoucí se od Lučence dále k jihu.

Vrch, na jehož jihovýchodním úpatí se nachází zkoumané území, se jmenuje Sedem Chotárov. Jeho hřeben se zdvihá do výše cca 600 m. Nadmořská výška potoka Kriváň je okolo 200 m. Výškový rozdíl je zde téměř 400 m. Na svazích vrchu Sedem Chotárov jsou příčná údolí, ústící k údolním nivám Kriváňského a Tuhárského potoka. Po obou stranách vrchu Sedem Chotárov jsou široké nivy Kriváňského a Tuhárského potoka. Osy toků jsou zhruba rovnoběžné ve směru severoseverozápad—jihojihovýchod. Tuhárský potok je vzdálen asi 2 km a má údolní nivu v úrovni cca 250 m n. m.

Povrch terénu ve zkoumaném území tvoří přechod mezi svahem a rovinou a spadá na severovýchod ke Kriváni. Ve svahu je patrný erosivní plochý zářez směru jihozápad — severovýchod. Ukončení svahu je prudké a Kriváňský potok teče asi o 15 m níže než je úroveň nejspodnější plošiny terénu. Tento tvar odpovídá ukončení jednoho z bočních hřebenů kopce Sedem Chotárov.

b) Hydrografie

Celé území leží v povodí Dunaje. Je odvodňováno potokem Kriváň, který je jihovýchodně od Lučence pravostranným přítokem Ipole. Pod západními svahy hřebenu Sedem Chotárov teče Tuhárský potok, který je pravostranným přítokem Kriváně. V úseku magnesitového karbonu je směr obou potoků zhruba rovnoběžný. Povodí Kriváně pod obcí Podrečany má rozlohu 166 km^2. Povodí je tvaru zhruba obdélníkového a zasahuje na severu až po Podkriváň a Horní Bzovou. Povodí je zhruba z 50 % zalesněno. Vrchy v povodí dosahují výšku 700 až 900 m.

Potok Kriváň pramení pod obcí Malý Lučenčík ve výši okolo 800 m. Z obou stran přijímá přítoky, které odvodňují boční údolí. Význačnější z nich jsou: z levé strany potok Dobročský (povodí 34,1 km^2) a Salajka (povodí 11,2 km^2), z pravé strany potok Budina (povodí 37,4 km^2). Vedle údolí příčných je nápadná řada údolí paralelních s hlavním, poměrně přímým údolím. V celém tomto systému převládají dva směry k sobě téměř kolmé, orientované přibližně severozápad—jihovýchod (hlavní údolí) a severovýchod—jihovýchod (napájení bočních údolí). Je pravděpodobné, že tento říční systém je podmíněn tektonicky.

Podle údajů Hydrometeorologického ústavu (23) je pro povodí potoka Kriváň průměrný specifický odtok roven 7,2 l/sec/km^2 a minimální specifický odtok 0,3 l/sec/km^2. Průměrné průtočné množství je tedy 1,2 m^3/sec, minimální prů-

točné množství 45 l/sec. Maximální průtočné množství bylo vypočteno podle empirických vzorců:

a) podle vzorce Dubova odvozeného pro slovenské řeky vypočteno maximální průtočné množství 120 m^3/sec (pro II. kategorii a střední roční srážky 650 mm),

b) podle vzorce Iszkowskiho vypočteno maximální průtočné množství 120 m^3/sec (pro III. kategorii, 5. skupinu a střední roční srážky 650 mm),

c) vzhledem ke značnému kolísání stavů a srázným svahům terénu v horní části povodí provedena kontrola výpočtem podle vzorce Lauterburgerova, užívaného pro bystřiny. Pro odtokový koeficient 0,45 a hodinovou srážku 40 mm zasahující celé povodí vychází maximální průtočné množství 140 m^3/sec.

Klimatické poměry

Průměrná roční teplota je 8,5 °C, absolutní minimum teploty vzduchu bylo — 34 °C, absolutní maximum teploty vzduchu bylo 37 °C. Roční úhrn ovzdušných srážek v padesátiletém průměru je 653 mm, střední roční relativní vlhkost vzduchu je 79 % (22).

Celkový počet dní v období sněhového krytu je 107 dní, z toho se sněhovou pokrývkou 76 a zbytek bez sněhové pokrývky (22).

Souvislý lesní pokryv, tvořený převážně listnatými lesy, nastupuje od silnice Hrbok—Gregorova Vieska a táhne se přes hřeben Sedem Chotárov až do další doliny potoka Tuhárského. Úpatí Sedmi Chotárov a rovina na jih od něj je zemědělsky obdělávána a bez lesních porostů. Lesní pokryv zadržuje srážkovou vodu a zvyšuje infiltraci vody i retenční schopnost území.

4. Geologické poměry

Vlastní zkoumané území se nachází v horninách karbonského magnesit-ankeritového pruhu Spišsko-gemerského Rudohoří, který přísluší paleozoické jednotce. Tato jednotka pokračuje i do území Sedmi Chotárov, které je při vrcholu tvořeno paleozoickými rulami a fylity, ve spodních partiích svory až chloritickými břidlicemi. Celý paleozoický komplex byl silně hercynsky zvrásněn, takže směr i úklon vrstev je značně proměnlivý.

Podloží i nadloží hlavní ložiskové polohy tvoří karbonské grafitické břidlice s četnými přechody do grafiticko-sericitických břidlic. V nadloží jsou grafitické břidlice proměněny v sericitické břidlice.

Magnesit je metasomatický a místy přechází do dolomitického magnesitu až dolomitu. Metasomatose podlehla hlavní čočka, drobné podložní čočky uchovaly svůj původní dolomiticko-vápencový a místy i čistě vápencový charakter. Při nadloží nacházíme pak i polohy ankeritové. Praemetamorfní materiál byl pelitický s místními psammitickými vložkami, takže celý komplex představuje oblast

karbonské pelitické sedimentace s vložkami vápence až dolomitu, které později podlehly metasomatose.

Okry v nadložní části ložiska vznikly přeměnou magnesitu a ankeritu: Na tuto přeměnu je současně vázána i proměna grafitických břidlic v sericitické. Hranice nerozloženého magnesitu vůči okrům v nadloží není jednotná a pravidelná, nejčastěji je tvořena nepravidelnými zálivy, smouhami a kavernami, které pronikají do hlavního magnesitového tělesa (7).

Vznik okrů a přeměna břidlic je pravděpodobně vázána na miocenní denudaci, po níž následovala sladkovodní sedimentace pestrých jílů, písků, šedých jílů místy s lignitickými proplástky, které nacházíme v nadloží karbonského magnesitového pásma. Lignitové proslojky v šedých jílech svědčí o sedimentaci v kyselém prostředí neogenního jezera. Čtvrtohorní pokryvné útvary jsou representovány různě mocnými hlinami s úlomky břidlic. Boční údolí jsou při basích zassuněna ostrohrannými úlomky paleozoických hornin. Rovněž mocnosti ssutí jsou proměnlivé.

Karpatská orogenetická oblast fáze podmínila i v tomto území — jako v celé oblasti jižního Slovenska — intensivní tektonickou stavbu, kterou byl hercynsky zvrásněný karbonský komplex příčně dislokován. Zlomy mají průběh zhruba východozápadní.

5. Hydrogeologické poměry

a) Průlinové podzemní vody v pokryvných útvarech

V roce 1956 byla systematicky sledována úroveň hladiny ve studni v osadě Hrbok, v 28 studních v obci Podrečany a kontrolně v obci Gregorova Vieska. Podle provedených pozorování vykazuje studna v osadě Hrbku zcela setrvalý stav a během roku 1956 nebylo zjištěno větší kolísání.

Úroveň hladiny podzemní vody v obci Podrečany byla zjištěna v červnu 1956 v rozmezí 0,10—12,80 m pod terénem, v srpnu 1956 v hloubce 0,40—13,45 m pod terénem. Relativní pokles hladin podzemní vody mezi oběma provedenými měřeními činí 0,10—1,00 m. Z provedených měření a nadmořských výšek ohlubní studní je patrné, že hladina podzemní vody v obci Podrečany sleduje přirozenou konfiguraci terénu a je v přirozeném územním spádu k alluviu Kriváně. Podle poklesu hladiny podzemní vody v srpnu a podle poklesu průtočného množství Kriváně lze předpokládat, že hladina průlinové podzemní vody a podzemní vody v alluviu Kriváně jsou v přímé hydrologické spojitosti s povrchovou vodotečí a že při nízkých (minimálních) vodních stavech dochází k odvodňování podzemních vod do povrchového toku, stejně jako při vysokých (maximálních) stavech dochází k jejich napájení z Kriváně. Kontrolní měření úrovně podzemní vody v obci Gregorova Vieska prokazuje podle místních poměrů měřených studní, že

hladina podzemní vody je v přirozeném územním spádu k Gregorskému potoku, který protéká touto obcí.

V průběhu hydrogeologického průzkumu byla dále sledována vydatnost jednotlivých pramenů v bližší oblasti ložiska. Podle výsledků provedených měření a podle zjištěných vydatností jde ve všech případech o prameny ssuťové, které vznikají jako přírodní přelivy nádrže podzemních vod v pokryvných útvarech. Prameny v údolí západně osady Hrbok jsou zachyceny pro vodovod této osady (3).

Podle měření úrovně hladiny podzemní vody ve studních a podle průzkumu a měření vydatnosti pramenů je patrné, že prameny v okolí ložiskového území vznikají jako přírodní přelivy nádrže podzemních vod v pokryvných útvarech a že studně jsou vyhloubeny v pokryvných útvarech, v nichž se nachází nádrž průlinových podzemních vod. Spád hladiny podzemních průlinových vod v pokryvných útvarech je ve shodě s konfigurací terénu a je v přirozeném územním spádu k alluviím potoků. Hladina podzemní vody v blízkosti alluvií je v těsné hydrologické spojitosti s vodami v alluviální nivě nebo s vodou v povrchovém vodním toku. I když nemůžeme přímým měřením prokázat napájení nádrže průlinových podzemních vod za vyšších vodních stavů z Kriváně, je zřejmé, že závislost na vodním stavu je přímo ovlivňována úrovní podzemních vod v alluviu.

S tímto pozorováním jsou v souladu kontrolní měření v obci Gregorova Vieska a analogická závislost na alluviu Gregorského potoka.

Terénní průzkum a měření pramenů v okolí ložiska nasvědčuje tomu, že v pokryvných útvarech je vytvořena samostatná nádrž podzemních vod o značně spojité hladině. Napájení nádrže průlinových podzemních vod děje se přímým vsakem ovzdušných srážek do pokryvných útvarů, odvodňování přímými pramenními přelivy ve vyšších polohách nebo pronikáním do alluvií a odtud do povrchových vodotečí (což se může dít i reciproce) a napájením puklinových podzemních vod karbonského souvrství.

Nádrž průlinových podzemních vod v pokryvných útvarech zasahuje i do třetihorních (miocénních) usazenin, její průběh je však lokálně ovlivněn jílovitými polohami v miocénu. Tyto jílovité polohy ovlivňují i místní spojitost s nádrží puklinových podzemních vod. V miocenních sedimentech lze pak vzhledem k jezerní sedimentaci a přítomnosti lignitových proslojků očekávat vodu s nízkým pH a silnými agresivními účinky.

b) Puklinové podzemní vody v paleozoiku

V roce 1955 a 1956 prováděli pracovníci hydrogeologického oddělení Ústavu pro výzkum rud v Praze (10) měření úrovně hladiny podzemní vody v odpažených vrtech (v období mezi odpažením vrtu a zavalením vrtné díry). Při tomto měření byly současně proměřovány všechny vrty a registrovány i ty, jejichž počva byla bez vody. Vzhledem ke kultivaci území probíhala však aplanace relativně

brzy. Podle výsledků provedených měření byly sestrojeny vodní vrstevnice. Při konstrukci map vodních vrstevnic byly současně vyneseny vrty, jejichž počva byla při měření zastižena bez vody a vodní vrstevnice interpolovány s ohledem na toto měření. Tyto mapy jsou přiloženy ve zprávě K l í r o v ě (13) a vzhledem k dále popsaným změnám režimu podzemních vod účinkem geologicko-průzkumných hornických prací nepodávají již dnes pravý obraz skutečnosti.

Při hloubení nové jámy byly hlavní přítoky soustředěny na úsek v 17,00—19,50 m (z limonitových vložek v jílech se silně rozloženými sericitickými břidlicemi) a na úsek ve 42,60 m (z rozhraní okru a dolomitického magnesitu). Přítoky byly vázány na zvodnělá poruchová pásma. Hlavní přítoky z rozfárání nové jámy byly vázány na grafitické břidlice (náraží, vodní jímka) a na rozhraní grafitických břidlic a magnesitu („výtok pitné vody"). Kromě přítoku z rozhraní grafitických břidlic a magnesitu byly všechny přítoky nesoustředěné. Střední setrvalý přítok vod do dolu se pohyboval okolo 120—160 l/min.. Změny, k nimž došlo v důsledku průvalů, jsou popsány v daších kapitolách této zprávy.

Celý paleozoický komplex je jednak intensivně provrásněn, jednak je prostoupen mladšími dislokacemi. Tyto dislokace jsou provázeny paralelními puklinami. Vzhledem k tektonické exposici umožňují pukliny v karbonském souvrství spojitý oběh pravých podzemních puklinových vod. Pro vodu výborně propustná jsou však především větší rozrušená pásma hornin v podloží nebo nadloží magnesitu (v grafitických nebo sericitických břidlicích), tvořená převážně roztlačeným, t. zv. „proklouzaným" materiálem. Tato pásma vznikla při vrásnění karbonského souvrství a k rozdrcení, případně vyválcování břidličných partií došlo vždy mimo oblast poměrně resistentní dolomit-magnesitové polohy. Rozdrcené a výborně propustné jsou rovněž dislokační zony, probíhající vlastním ložiskem. Některé z menších poruch v grafitických břidlicích jsou vyplněny mylonity, často poměrně málo mocnými, takže po naražení hornickými pracemi přítoky vody po takových pásmech působí zbobtnání mylonitů a porucha se stává pro vodu málo nebo vůbec nepropustnou. Dislokační zony ve vlastním ložisku jsou vždy provázeny rozložením magnesitu v okry. Hranice okru vůči magnesitu je velmi nepravidelná. Ve větší hloubce může dojít k uvolnění statické zásoby vody pod tlakem, které je spojeno s uvoľňováním okrů a dislokační drtě z porušených pásem. Oběh vody po roztlačených nebo poruchových zonách je silně ovlivněn i délkovým dosahem těchto zon, jejichž drenážní schopnost způsobuje vydatné přítoky vod do hornických prací. I takové přítoky mohou být provázeny vplavením roztlačeného nebo rozdrceného materiálu do důlních prací.

V puklinách karbonského komplexu je vytvořena nádrž puklinových podzemních vod. Hladina této nádrže nemá pravidelný průběh a je ovlivněna průběhem zvodnělých poruchových zon, které mají drenážní účinek na síť drobných zvodnělých puklin v paleozoických horninách. Hladina nádrže puklinových podzemních vod je však rovněž ovlivněna průběhem rozložených hornin v nadloží kar-

bonského souvrství. Hranice mezi rozloženou nebo sericitisovanou břidlicí a grafitickými břidlicemi či mezi okry a vlastním ložiskem je málo pravidelná (5) a je na ni vázána i úroveň hladiny podzemních puklinových vod paleozoického souvrství.

Spojitý oběh puklinových podzemních vod v karbonském souvrství potvrzují i zjištěné částečné a úplné ztráty výplachu při provádění vrtných prací, stejně jako zjištěné naražení puklinových vod pod tlakem. Výsledky provedených měření jsou uvedeny v předchozích odstavcích této kapitoly.

Odlišný hydrogeologický charakter má úsek při nadloží karbonské serie, který tvoří rozložené nebo sericitisované břidlice a okry. Oběh podzemní vody není zde podmíněn rozpukáním, ale rozložením celého pásma. Vzhledem k tomu, že i při rozložení je uchován původní charakter rozpukání břidlic, můžeme předpokládat, že v rozložených a sericitisovaných břidlicích je pohyb podzemních vod podmíněn zákonitostmi oběhu podzemních puklinových vod. Stejně je tomu tak i v okrech, které jsou soudržné a nerozbřídavé. Jakmile však okry rozbřídají a jsou nesoudržné, pohybuje se v takových partiích ložiska podzemní voda jako v krasových dutinách.

Hladina podzemní vody v úseku při nadloží karbonské serie není přísně vázána na podloží miocenu, ale v případě vývinu písčitých sedimentů pod jíly při podložní partii je třeba i tuto část terciéru připočíst k nadložnímu úseku karbonské serie. Zvlášť je třeba zdůraznit, že tento hydrogeologický celek vymezujeme s hlediska pohybu podzemních vod a jejich proudění. Pokud nedojde k vytvoření deprese, tvoří puklinové vody v nadložním úseku jeden celek s nádrží puklinových vod v paleozoiku. S ohledem na proudění podzemních vod jsou zvláště nebezpečné deprese v nadložní rozložené partii karbonu. V takových místech mohou být zadrženy značné statické zásoby podzemních puklinových vod.

c) Hydrogeologický charakter hlavní ložiskové polohy

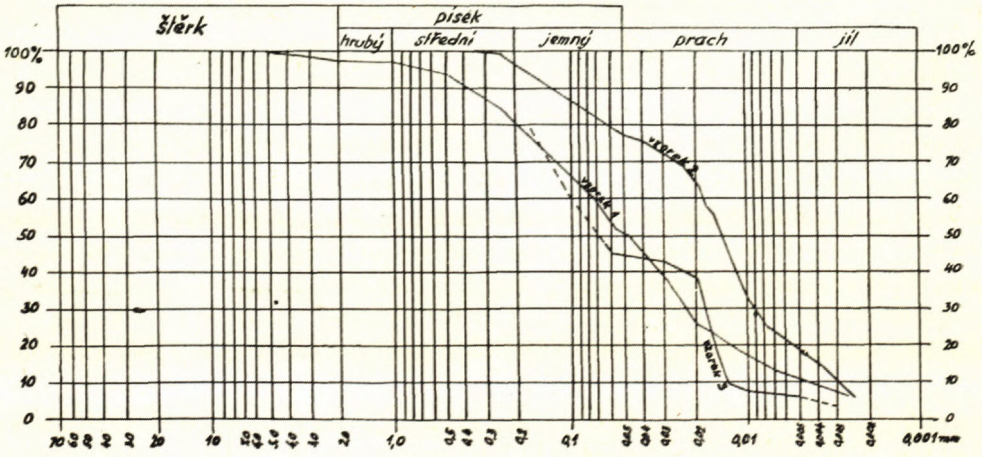
Magnesitová poloha se nachází v provrásněné karbonské serii a je s ní také konformně rozpukána. Vzhledem k resistenci magnesitové čočky je vlastní rozpukání ložiska mnohem slabší než rozpukání celého karbonského souvrství. Intensivní rozpukání nacházíme toliko při zlomu v jižní části magnesitové čočky a v blízkosti vložek grafitických břidlic. Nejen tedy geologická posice ložiska, ale i jeho tektonická exposice včleňují ložisko do karbonského komplexu, který je hydrogeologicky charakterisován pravými puklinovými podzemními vodami.

Hydrogeologické poměry hlavní ložiskové polohy však prvořadě ovlivňuje rozložení magnesitové partie při nadloží ložiska v okry. Okry tvoří velmi nepravidelné dutiny a kaverny ve vlastním magnesitovém tělese. Podle vertikálních a horizontálních řezů ložiskem (17,19) mají tyto dutiny a kaverny značný

hloubkový dosah a jsou vzájemně spojité. Kromě spojitosti dutin a kaveren po úklonu je z geologických podkladů (6,18) dobře patrná i jejich vzájemná směrná spojitost: Na základě spojitosti přítoků vod s okry naraženými předvrty na čelbách překopů je nutno předpokládati ve skutečnosti ještě větší spojitost dutin a kaveren. Kaverny v nadložní partii ložiska byly profárány oběma překopy. Podle pozorování v těchto dílech se mocnost kaverny rychle mění jak směrně, tak úklonně, minimálně je však kaverna representována volnou dutinou mocnou cca 10 cm. Výplň kaveren tvoří úlomky magnesitu různé velikosti a je na nich zřejmé zkrasovatění. Tyto úlomky magnesitů (balvany až magnesitový písek) jsou promíšeny okry. Velmi často nacházíme i samostatné polohy čistých okrů.

Ve vyšších partiích ložiska tvoří přímé nadloží kaveren base miocenu. Lze tedy očekávat, že ve svrchních úsecích bude výplň kaveren smíšena s miocenními štěrky a písky. Puklinové podzemní vody z rozložených sericitických břidlic v nadloží ložiska, jakož i podzemní vody z base miocénu jsou v přímé spojitosti se zvodnělou výplní kaveren a dutin v ložisku. Kaverny a dutiny v ložisku jsou nejpropustnější a ve svrchních partiích silně zvodnělou částí ložiska; kromě toho jak směrně, tak i vertikálně mají drenážní účinek na síť drobných zvodnělých puklin, který je analogický drenážnímu účinku velkých relativně dobře pro oběh podzemních vod otevřených zlomů. Relativně méně propustné partie ve výplni kaveren v ložisku představují okry v přírodním stavu.

V přírodním stavu jsou zokrovatělé partie ložiska poměrně soudržné a málo rozbřídavé (21). Malé přítoky vod vytékají z vyerodovaných rýh v okru (16), velké přítoky vody, zejména přítoky naražené pod hydrostatickým tlakem v hloubce, však okr rozplavují a vnikají do hornických prací při naražení kaveren s okrovou výplní jako tekoucí okry. Po snížení přítoku dochází pak k přirozenému zhutnění rozplaveného okru a malé přítoky vytékají opět z vyerodovaných rýh



v okru. Při nafárání okrů hornickými pracemi je trvalé nebezpečí vniknutí tekoucích okrů do hornických prací. Toto nebezpečí průvalů značně zvyšuje popsaný krasový charakter dutin a kaveren v ložisku, kdy vydatný přítok může nastat nenadále (krasové násosky) a podmínit průval tekoucího okru. Rozplavení při velkém přítoku vod pod tlakem a hutnění okru dobře potvrzují křivky zrnitosti neporušených vzorků okrů [vzorek 1 a vzorek 2 — (25)] a přeplaveného okru [vzorek 3 — (4)]. Nebezpečí průvalu tekoucích okrů ještě zvyšuje bobtnání okrů, k němuž dochází při postupném zanikání naraženého přítoku. Bobtnavá schopnost okrů je tak značná, že při znovunaražení přitékají z již odvodněných partií ložiska nové vydatné přítoky, provázené tekoucími okry, neboť zbobtnalé okry přerušily odtok podzemních vod z dříve odvodněné kaverny a došlo k obnovení nebezpečného přírodního stavu před odvodněním kaverny. Bobtnání okrů je třeba věnovat nejvyšší pozornost při odvodňování zkrasovatělého nadloží ložiska a při ražení přípravných prací k dobývání ložiska.

6. Fysikální a chemické vlastnosti vod

Podle výsledků četných měření kolísá teplota podzemních vod v rozmezí 7,0—10,0 °C. Při střední roční teplotě 8,5 °C odpovídá toto přirozené zvýšení teplotě podzemní vody v hloubce důlního rozfárání.

Podle výsledků chemických analys (24) jsou důlní vody hydrochemicky velmi obdobné povrchovým vodám a vykazují jen slabou mineralisaci. Obsah síranů je dokonce vyšší u povrchových vod. Stručné sestavení výsledků je uvedeno ve srovnávací tabulce:

Přehledná tabulka analys důlních a povrchových vod

	pH	Tvrdost pomíjivá	Tvrdost celková	SO''	Cl'
důlní vody	6,6—7,6	1,7—12,0	2,6—20,4	6,0—13,0	3,0—19,9
povrch. vody	6,5—7,9	1,7— 6,5	2,3—11,1	5,3—14,4	4,1—13,7

Výsledky analys potvrzují krátkou sestupnou dráhu podzemních vod i rychlý oběh a ukazují na vzájemnou spojitost puklinových podzemních vod s průlinovými podzemními vodami.

Chemické analysy povrchových vod byly prováděny dvakrát, po druhé po ročním intervalu. Výsledky analys dobře prokazují jak analogický chemismus, tak stálost zkoumaných zdrojů. Celkový chemismus důlní vody byl vyšetřen jednou kompletní analysou, jejíž výsledky dobře potvrzují průměrný chemismus důlních vod, jak je uveden.

Důlní vody vykazují koncentraci pH v rozmezí 6,6—7,6 a mohou mít tedy jen zcela výjimečně velmi slabé korrosivní účinky na čerpadla, železnou důlní výstroj a betonovou výztuž.

Analysované vody nevykazují využitelné komponenty, radioaktivita zkoušena nebyla.

V analysách byly zjištěny výkyvy v hodnotách tvrdosti zkoumaných vzorků a jejich podrobné zhodnocení bude provedeno v samostatné práci o hydrochemii podzemních vod karbonské serie.

Podrobné výsledky provedených analys uvádíme v přehledných tabulkách.

Zkrácené chemické rozbory

Důlní vody

17069 — Kutací šachtice na okr, od čerpadla; odebr. v VII. 1954.
22498 — Kutací šachtice na okr, od čerpadla; odebr. 6. IX. 1955.
22497 — Nová jáma, od čerpadla; odebr. 6. IX. 1955.
24639 — Nová jáma, od čerpadla; odebr. 20. IV. 1956.
24987 — Nová jáma, od čerpadla; odebr. 21. VII. 1956.
24638 — Pitná voda, výtok na I. patře; odebr. 20. IV. 1956.

	pH	Tvrdost			CaO	MgO	HSO_4''	Cl'	HCO_3'
		pomíjivá	stálá	celková					
17069	7,0	2,2	3,6	5,8	—	—	—	—	—
22498	7,4	1,7	0,9	2,6	—	—	7,8	3,8	—
22497	7,6	10,4	10,0	20,4	—	—	8,3	19,9	—
24639	6,7	12,0	0,3	12,3	6,0	6,3	13,0	5,0	261
24987	6,6	11,2	0,0	11,2	5,09	6,1	11,0	3,0	245
24638	7,0	10,6	0,5	11,1	5,8	5,3	6,0	4,0	230

Povrchové vody

17070 — Pramen vodovodu na Hrbku; odebr. v VII. 1954.
22500 — Pramen vodovodu na Hrbku; odebr. 6. IV. 1955.
17071 — Pramen v lese; odebr. v VII. 1954.
22501 — Pramen v lese; odebr. 6. IV. 1955.
17073 — Pramen při polní cestě směrem k Tomašoviciam; odebr. v VII. 1953.
22503 — Pramen při polní cestě směrem k Tomašoviciam; odebr. 6. IX. 1955.
17068 — Kriváňský potok; odebr. v VII. 1954.
22499 — Kriváňský potok; odebr. 6. IX. 1955.
17072 — Potok jižně od staré šachty směrem ku Gr. Vieske; odebr. v VII. 1953.
22502 — Potok jižně od staré šachty směrem ku Gr. Vieske; odebr. 6. IX. 1955.

	pH	Tvrdost			SO''_4	Cl′
		pomíjivá	stálá	celková		
17070	7,0	4,2	5,3	9,5	—	—
22500	7,3	4,3	3,4	7,7	9,9	8,2
17071	7,0	2,2	3,1	5,3	—	—
22501	6,5	1,7	0,6	2,3	6,6	4,1
17073	7,0	2,2	3,6	5,8	7,0	—
22503	7,9	1,7	1,5	3,2	5,3	5,1
17068	7,0	4,2	4,7	8,9	—	—
22499	7,4	3,6	3,0	6,6	14,4	7,5
17072	7,0	4,5	4,1	8,6	—	—
22502	7,5	6,5	4,6	11,1	8,6	11,7

Pozn.: Tvrdost je značena ve stupních německých, obsah CaO, MgO je rovněž uveden ve stupních německých (kromě analys č. 24638 a 24639). Ostatní údaje v mg/l.

Chemické analysy provedl: Ing. Josef Dempír (24).

Kompletní chemický rozbor

Č. vz. a lokalisace: 27340 Nová jáma, celkový výtok.

Popis vody:

množství	10
pach	bez zápachu
vzhled	čirá
barva	bezbarvá
zákal	bez zákalu
ssedlina	bez ssedliny
pH	7,3

		mg/l	mval
Odparek sušený		269	—
Odparek žíhaný		219	—
Ztráta žíháním		50	—
Kationty:	Ca	37,5	1,87
	Mg	24,3	2,00
	Na	11,0	0,48
	K	st.	0,00
	Al	10,3	—
	Fe	2,5	—
	Mn	1,7	—
	Cu	0,04	—
	Zn	0,10	—
	Pb	st.	—
	Celkem		4,35

Anionty:	SiO_2	10,9	—
	Cl	3,3	0,09
	SO_4	13,5	0,28
	HCO_3	240	3,93
	NO_3	st.	0,00
	Celkem		4,30

Tvrdost:	přechodná	10,8 °něm.
	stálá	0,0 °něm.
	celková	10,8 °něm.

Kompletní analysu provedl Ing Josef Dempír (24).

7. Režim podzemních vod

a) Hlavní zákonitosti režimu podzemních vod

Puklinové i průlinové vody jsou napájeny z přirozené územní retence vsakem srážkových vod. Infiltrace je podporována vegetativním pokryvem terénu a střední až dobrou propustností pokryvných útvarů.

Puklinové podzemní vody v paleozoických horninách a průlinové podzemní vody v pokryvných útvarech jsou ve vzájemné hydrologické spojitosti.

Oběh puklinových vod ovlivňují především poruchová pásma a kaverny v ložisku, které mají odvodňovací účinek na síť drobných puklin v paleozoiku.

Nádrž průlinových podzemních vod je vyvinuta v pokryvných útvarech. Pokud hloubkově zasahuje i do třetihorních uloženin, je její lokální průběh, jakož i spojitost s puklinovými podzemními vodami, podmíněn průběhem relativně nepropustných jílovitých vložek v miocenním souvrství.

Puklinové i průlinové vody mají jen slabou mineralisaci, která je v souhlase s krátkou sestupnou drahou a rychlým oběhem, jakož i vzájemnou spojitostí mezi průlinovými a puklinovými podzemními vodami. Puklinové podzemní vody se napájejí z horizontů průlinových podzemních vod. Odvodňování nádrže průlinových podzemních vod děje se rovněž přírodními přelivy, které byly v bližším okolí ložiska zjištěny a delší dobu pozorovány. Podle výsledků chemických analys je jejich složení stálé.

Infiltrační oblast podzemních vod leží v oblasti západně od ložiska na svazích vrchu Sedem Chotárov.

b) První zatopení nové jámy

Při ražení jedné chodby v podloží byl odpalem naražen vydatný přítok z grafitických břidlic. Přítok byl provázen vplavením písčité drtě a větších úlomků grafitických břidlic spolu s okrem. V čerpací stanici bylo osazeno čerpadlo o vý-

konu 360 l/min, které nestačilo tento zvýšený přítok zvládnout, takže během dne došlo k zatopení patra až do výše stropu náraží, t. j. k úrovni posledního šachetního věnce nad nárážím. Do důlních prací vniklo okolo 2000 m^3 vody. Toto číslo je nutno brát jako přibližné, protože nemůžeme odečísti opravu na vzduchové pytle při čelbách stejně jako připočíst množství vody, zmáhané čerpadlem v době jeho chodu. Zatopené práce byly během několika dní vyčerpány.

Naváraný přítok a vplavený materiál pochází z poruchového pásma v grafitických břidlicích v podloží ložiska. Plně se současně potvrdilo, že poruchová pásma v grafitických břidlicích mají značný dosah a mohutnou odvodňovací schopnost na síť puklin v horninách karbonského souvrství. Při odvodnění naváraných puklin s živým oběhem podzemních vod nedošlo však k výraznějšímu ovlivnění hladiny nádrže puklinových podzemních vod, neboť přítok se záhy ustálil na vydatnosti okolo 100 l/min.

c) Druhé zatopení nové jámy

K druhému zatopení došlo po odpálení čelby překopu, která byla vzdálena cca 200 m od nové jámy. Před odstřelem čelby byly kromě 17 palných děr provedeny dva dvoumetrové předvrty do čelby, které nebyly nabíjeny. K průvalu došlo asi 15 minut po odpálení čelby. Voda zatopila celé rozfárání patra a jámu do výše 45 m od paty náraží. K zatopení celého patra o prostoře cca 2500 m^3 došlo za 25 minut. Intensita průvalu byla tudíž cca 100 m^3/min. Po vyzmáhání zatopených prostor bylo zjištěno, že rozfárání bylo výše než 1 m zaneseno okrem, který se po odvodnění přirozeně zhutnil. Při zvýšení přítoku vody nebo při uvolnění vody v zadržených partiích za okry a drtí docházelo však znovu k rozbřídání okru a zaplavování již uvolněných prostor. Zmáhání postupovalo proto velmi pomalu a bylo nutno postupovat zvlášť opatrně. Tak na počátku zmáhání nebylo dovoleno pracovat v dole více než dvěma havířům, při čemž musel být neustále přítomen důlní dozorce. V době práce mužstva pod zemí musel být strojník trvale u těžního vrátku. Přirozeně byla nutná i zvýšená opatrnost při práci pod šachetním prostorem a při opravách čerpadel musel být přítomen důlní dozorce, zámečník a údržbář.

Za 19 dní po průvalu se vytvořila na povrchu ložiska ve vzdálenosti 200 m od nové jámy kruhová propadlina o průměru 10 m. Průměr kruhu rozrušeného trhlinami při okraji propadliny byl 20 m. Propadlina byla hluboká 10 m, voda byla v úrovni cca 7 m pod terénem. Celkový objem propadlého materiálu činil cca 350—400 m^3. Podle objemu nasvědčuje tato destrukce nadloží, že jde pouze o prolomení stropu, neboť celkový objem vplaveného okru a drtě do důlních prací činil více než 1500 m^3.

Vlastní příčinou průvalu bylo vplavení okru vodou pod hydrostatickým tlakem do důlních prací, které bylo provázeno rozsáhlým dynamickým odvodněním pod-

zemních vod v horninách rozloženého nadloží karbonské serie. Potvrzuje to zejména časový odstup mezi odpalem a počátkem vlastního průvalu, počáteční intensita průvalu a množství vneseného materiálu do důlních prací. Vplavení materiálu bylo provázeno destrukcí nadloží, která se na povrchu ložiska projevila vznikem propadliny.

Po vyzmáhání zatopených prostor se celkový přítok z místa průvalu ustálil okolo 300 l/min. Vzhledem ke značné destrukci nadloží a nebezpečí pohyblivých, rozbřídavých a při větším přítoku tekoucích okrů byl překop uzavřen vodní hrází (26).

Druhý průval způsobil snížení hladiny podzemních vod v okolí hlavní ložiskové polohy. Ke snížení hladiny podzemních průlinových vod došlo zejména v území na jih od nové jámy, kde došlo k destrukci nadloží a ke vzniku propadliny.

d) Třetí zatopení nové jámy

K třetímu zatopení došlo po odpálení sedmi přibírkových děr na čelbě překopu, kde byla zjištěna v čelbě puklina směřující do počvy levého boku. Na stěnách pukliny byl zaschlý okr. Přítok z počvy byl asi 5 l/m. Po odpálení čelby a prohlídce pracoviště osádka vyfárala a po vyvětrání (t. j. po 160 minutách) sfárala do dolu prvá směna s dozorcem. Bylo zjištěno, že naráží je zatopeno do výše 60—70 cm. V prvních 160 minutách byl setrvalý přítok 1,5 m^3/min. Přes intensivní činnosti osazených čerpadel nepodařilo se přítok zmoci a čerpadla bylo nutno demontovat jedno po druhém.

Po odčerpání zatopené jámy byla provedena kontrola (15) stavu zatopené jámy. Množství vniknutého materiálu činilo minimálně 300 m^3. Podle materiálu vplaveného do důlních prací došlo k naražení zvodnělého drceného pásma; grafitické břidlice jsou drceny od úlomků velikosti pěsti až v jemnou písčitou drť, magnesit je rozložen v okry, které tento materiál provázejí.

K zatopení prací došlo po odstavení čerpadel v čerpací stanici při stoupajícím přítoku vody.

Stoupání vody v nové jámě bylo při zatápění šachetního prostoru měřeno a ze získaných hodnot vypočetl Auer (1) podle vlastního vzorce podle stoupání a poklesu vody v šachetním prostoru pro interval 24 hodin od počátku průvalu vydatnost přítoku v době intervalu 1118 l/min, pro interval 38 hodin od počátku průvalu v době intervalu 218 l/min a pro interval 53 hodin od počátku průvalu vydatnost přítoku v době intervalu 110 l/min. Z těchto výsledků je patrné vyrovnávání tlakových poměrů při stoupání vody v šachtě, na němž v závislosti klesá i vydatnost přítoku. Auer (1) použil vzorce pro výpočet přítoku vod dle pohybu ve volné prostoře (staré dobývky), který lze aplikovat při zatápění šachetního prostoru. Ze vzorce pro odvodňované volné prostory nelze však již dále počítat celkovou plochu odvodňované části ložiska, neboť nezahrnuje koeficienty

průtočných odporů proudící vody v puklinách nebo průlinách a nelze rovněž zavésti analogickou opravu na koeficient filtrace.

Při třetím průvalu bylo naraženo silně zvodnělé pásmo, z něhož bylo při zmáhání odčerpáno přes 24 000 m^3 vody. Podle množství odčerpané vody je nafárání kaverny zcela vyloučeno a vydatnost přítoku naopak potvrzuje odvodňovací dosah nafárané poruchové zony a intensivní drenážní účinek na pukliny v širším okolí. Naražení poruchové zony potvrzuje i ta skutečnost, že ihned po odpalu byla čelba bez vydatného přítoku. Dle dosavadních zkušeností přicházejí průvaly z poruchových zon vždy až po částečném vyrovnání tlakových poměrů v čelbě po odpalu.

e) Sledování přítoků důlních vod

Pravidelné sledování přítoků důlních vod v rozfárání nové jámy započalo po likvidaci třetího průvalu.

Stanovení závislosti zvýšení přítoků po vydatných dlouhodobých deštích, prudkých lijácích a odtání sněhu lze na základě provedených měření stanovit jen obtížně, neboť řada pozorovaných přítoků v průběhu hydrologického roku ustala nebo byla nově naražena. Obecně je však možno konstatovat podle přímých měření v dole po vydatných srážkách, že zvýšení přítoků se dostavuje do 72 hodin. Tato retardace je v souladu s mělkým oběhem podzemních vod, rychlou cirkulací a nízkou mineralisací.

Rovněž stanovení vzájemné spojitosti přítoků a ovlivňování jednoho přítoku druhým je možno provést jen schematicky, neboť všechny přítoky z kaveren vyplněných okry po čase ustávají ne proto, že by došlo k odvodnění ložiska, ale proto, že dojde k zbobtnání okru. Záhy dochází pak k obnovení přírodního stavu, který může být na jiném místě nafárán a je sledován jako nový přítok vody do dolu.

Vzhledem k tomu, že na čelbách ustávají přítoky důlních vod zbobtnáním okru, je třeba počítat s obnovením přírodního stavu a za odvodněné považovat jen ty úseky ložiska, z nichž buď přitéká voda trvale nebo byly hornicky profárány. Naopak nelze považovat za odvodněné ty úseky, které nebyly hornicky profárány nebo kde ustal výtok z předvrtů v čelbách nebo ze závalů.

Střední setrvalý přítok vody do dolu byl stanoven výpočtem z počátečního a konečného stavu zapojeného vodoměru. Vodoměr byl připojen na spojená výtlačná potrubí dne 14. dubna 1957 a odečtení bylo provedeno dne 15. října 1957. Podle zjištěných údajů byl odčerpáván střední setrvalý přítok 460 l/min. Tento údaj byl kontrolován střední hodnotou součtové křivky jednotlivých měření přítoků vody do dolu, která byla určena planimetricky hodnotou 492 l/min. Nutno zdůraznit, že provedená měření byla prováděna v sušším období hydrologického roku, takže skutečný střední setrvalý přítok vody do dolu byl k dalším výpočtům

uvažován hodnotou 600 l/min, která byla určena na základě koeficientu jarního zvýšení a = 1,22 a na základě hodnoty středního setrvalého přítoku, jenž byl určen střední hodnotou součtové křivky z jednotlivých měření přítoků vody do dolu.

f) Ovlivnění režimu podzemních vod ražením hornických prací a dobýváním ložiska

Při ražení důlních prací a při dobývání ložiska dojde postupně k dalšímu snižování hladiny podzemních vod. Velikost snížení bude závislá na lokální propustnosti a zejména na spojitosti nádrže podzemních puklinových vod s nádrží průlinových vod v karbonu a puklinovými vodami v rozložené nadložní části karbonského souvrství.

Současně lze předpokládat, že dojde ke ztrátě vody ve studni v osadě Hrbok, tak jako došlo k zániku pramenů ve vzdálenosti asi 500 m od hlavní ložiskové polohy (12). Studny v obci Podrečany jsou napájeny z horizontu, který nemá přímou souvislost s obzory podzemních průlinových vod v oblasti ložiska, naopak je v hydrologické spojitosti s vodou v alluviu Kriváně. Prameny napájející vodovod osady Hrbok nebudou ohroženy vzhledem k samostatné infiltrační oblasti, vzdálenosti od vlastního ložiska a nadmořské výšce pramenního vývěru.

g) Vliv režimu podzemních vod na ražení hornických prací a dobývání ložiska

Všechny nově naražené hornické práce budou mít odvodňovací účinek na nádrž podzemních vod v horninách karbonského souvrství. Vzhledem k popsanému charakteru pravých podzemních průlinových vod lze očekávat přítoky o střední vydatnosti. Vydatné přítoky budou vždy naraženy při nafárání rozloženého nadloží karbonského komplexu (rozložené nebo sericitisované břidlice a okry) a kaveren s okry ve vlastním ložisku. S přítoky o vyšší vydatnosti než 100 l/min je současně spojeno nebezpečí průvalů vod s náhlým uvolněním statických zásob vody v puklinách a dutinách, jež je spjato s intensivním doplňováním nádrže podzemních vod a se zpětným prouděním proti směru původního spádu nádrže podzemních vod při vysokých počátečních vydatnostech. Průvaly budou provázeny vnikáním uvolněného a rozplaveného materiálu do důlních prací (14) a silnými destrukcemi nadloží, po nichž může následovat vznik propadlin na povrchu ložiska. Průvaly mohou nastat zejména při nafárání poruchových nebo rozvlečených pásem v podloží nebo nadloží ložiska (převážně v grafitických břidlicích, méně často i při rozhraní grafitických břidlic a magnesitu) a při nafárání dutin a kaveren v ložisku, které jsou vyplněny okrem. Průvaly mohou být provázeny vnikáním dislokačních drtí do důlních prací nebo vplavováním okrů. Za zvláště nebezpečné je třeba považovat kaverny s okry v nadloží partii

ložiska a rozhraní břidlic a magnesitu. Průvaly mohou dosáhnout vysokých počátečních intesit. Je proto nezbytné zabezpečovat jednotlivá důlní pole vodními dveřmi (2,27), které umožní omezení průvalu jen v určité části dolu.

Vydatnost jednotlivých přítoků vod do dolu nebude rovnoměrná a podle analogie s dosud zjištěnými poměry dojde po odvodnění statických zásob podzemní vody k částečnému poklesu jejich vydatnosti. Vydatnost přítoků důlních vod je rovněž závislá na ovzdušných srážkách a ve vlhkých obdobích roku dojde ke zvyšování přítoků. Vzhledem ke značné retenční schopnosti infiltrační oblasti je nutno počítat s přítoky vody i v nejsušších obdobích roku.

8. Závěr

Karbonský magnesitový pruh s hlavní ložiskovou polohou nachází se severozápadně od Lučence na úpatí vrchu Sedem Chotárov v nadmořské výšce okolo 230 m a náleží do povodí Ipoly (terén v okolí ložiska přísluší bezprostředně do povodí Kriváně). Roční úhrn srážek v dlouhodobém průměru je 653 mm, střední roční teplota 8,5 °C.

Hlavní ložisková poloha leží v horninách karbonského magnesit-ankeritového pruhu. Podloží i nadloží tvoří grafitické břidlice. Nadložní úsek karbonského souvrství je porušen a nacházíme v něm rozložené břidlice s okry. Celé karbonské souvrství je silně provrásněno a při karpatské orogenetické fázi bylo příčně dislokováno. Směr těchto příčných zlomů je zhruba východozápadní. V nadloží karbonského komplexu jsou vyvinuty miocenní jíly, písky a šedé jíly s lignitovými proplástky. Kvartérní sedimenty jsou representovány hlinami a ssutěmi.

V karbonském souvrství je nádrž pravých puklinových podzemních vod a v pokryvných útvarech je mocnější horizont průlinových podzemních vod. Puklinové a průlinové podzemní vody jsou ve vzájemné hydrologické spojitosti. Oběh puklinových vod ve vzájemné hydrologické spojitosti. Oběh puklinových vod ovlivňuje průběh větších dislokací a roztlačených pásem v podloží nebo nadloží ložiska (v grafitických břidlicich), jakož i v magnesitu, který je zde rozložen v okr. Dislokační pásma mají značný dosah a odvodňovací účinek na puklinové podzemní vody. Silně zvodněna je zejména nadložní partie magnesitové čočky, v níž jsou četné dutiny a kaverny s drtí a okry.

Infiltrace podzemních vod děje se vsakem ovzdušných srážek a infiltrační oblast leží na svahu vrchu Sedem Chotárov. Mineralisace průlinových i puklinových vod je slabá a je v souhlase s krátkou sestupnou drahou a rychlým oběhem podzemních vod i vzájemnou spojitostí mezi průlinovými a puklinovými podzemními vodami. Obsah síranů je nižší než 15 mg/l, pH kolísá v rozmezí 6,6—7,5. Důlní vody nemají korrosivní účinky.

24. II. 1958

Ústav pro výzkum rud,
Praha XV

LITERATURA

[1] Auer J. st., 1957: Vyhodnocení stoupání hladiny vody v jámě po průvalu. Rukopis. — [2] Burián J., 1957: Projekt nepriepustnej ochrannej hrádze s dvermi. ZSRP. — [3] Dobiáš J., 1954: Hydrogeologie Podrečany, stav ke dni 15. VII. 1954, zpráva Ústavu pro výzkum rud. Praha. — [4] Dolek J., 1956: Areometrická křivka zrnitosti a stanovení některých mechanických vlastností okru z Podrečan. Laboratorní protokol. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [5] Gavora Sv., 1956: Příčné geologické profily ložiskem. Rukopis. — [6] Gavora Sv., 1956: Horizontální geologický řez centrální částí ložiska. Rukopis. — [7] Gavora Sv., Klubert J., 1957: Výpočet zásob ložiska se stavem k 1. I. 1957. ZSRP. — [8] Gregor J., 1951: Geologická mapa širšího okolí Podrečan. Rukopis. — [9] Hano J., Kuráň J., Seneš J., 1951: Podrečany. Rukopis. — [10] Hercog Fr., Pacovský J., 1956: Hydrometrická měření v okolí ložiska a měření na vrtech. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [11] Kantor J., 1951: Podrečany—V. Ves. Rukopis. — [12] Klír St., 1955: Hydrogeologie Podrečany, výroční zpráva o průzkumu za rok 1955. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [13] Klír St., 1957: Hydrogeologie Podrečany. Zpráva se stavem k 1. I. 1957. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [14] Klír St., 1957: Studie o odčerpávání vody na ložisku Podrečany—magnesit. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [15] Klír St., 1957: Hydrogeologie Podrečany. Závěrečná zpráva se stavem k 15. X. 1957. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [16] Kluber.t J., 1954: Výpočet zásob ložiska se stavem v r. 1954. ZSRP. — [17] Klubert J., 1957: Vodorovné řezy ložiskem. Rukopis. — [18] Klubert J., Gavora Sv., 1956: Geologické profily vrtů v oblasti ložiska. Rukopis. — [19] Kolbenheyer T., 1951: Geofysikální průzkum ložiska. Rukopis. —]20[Peinther, Měška, 1943: Posudek o ložisku okru u Podrečan. Rukopis. — [21] Šimáně J., 1955: Úplný výzkum a stanovení mechanických a jiných fysikálních vlastností pro potřeby projekce. Závěrečná zpráva. Ústav pro výzkum rud. Praha. — [22] Klimatická data pro oblast Lučence. Hydrometeorologický ústav, Bratislava, 1956. — [23] Hydrotechnická data vodoteče Kriváň. Hydrometeorologický ústav, Bratislava, 1956. — [24] Chemické a spektrální analysy vzorků vod. Výzkumné středisko Františka Pošepného. Ústav pro výzkum rud. Kutná Hora. — [25] Stanovení zrnitosti a jiných fysikálních vlastností okrů. Laboratoř pis-1. Rudný projekt. Brno. — [26] Výměr OBÚ č. j. 2564 ze dne 18. 9. 1956. Banská Bystrica. — [27] Výměr OBÚ č. j. 3165 ze dne 19. 1. 1957. Banská Bystrica.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER KARBONSERIE BEI PODREČANY NORDWESTLICH VON LUČENEC

Die karbonische Magnesitzone mit Lagerstätten-Haupthorizont befindet sich nordwestlich von Lučenec, am Fuss des Berges Sedem Chotárov, 230 m ü. d. M. und gehört in das Einzugsgebiet des Flusses Ipeľ (das Terrain in der Umgebung der Lagerstätte gehört unmittelbar in das Einzugsgebiet des Kriváň-Baches). Die jährlichen Niederschläfe betragen im langjährigen Durchschnitte 653 mm, die mittlere Jahrestemperatur 8,5 °C.

Die Hauptlagerstätten liegen in den Gesteinen des karbonischen Magnesit-Ankeritstreifens. Das Liegende und Hangende wird durch graphitische Schiefer gebildet. Der hangende Teil der karbonischen Schichtengruppe ist gestört und man findet in ihm zerlegte Schiefer mit Ockern. Die ganze karbonische Schichtengruppe ist stark durchgefaltet und wurde bei der karpatischen orogenetischen Phase quer disloziert. Diese Querbrüche besitzen im grossen und ganzen ein

OW-Streichen. Im Hangenden des karbonischen Komplexes sind miozäne Tone, Sande und graue Tone mit Ligniteinlagen entwickelt. Quartäre Sedimente werden durch Lehme und Schutt repräsentiert.

In der karbonischen Schichtengruppe befindet sich das Sammelbecken der wahren Kluftuntergrundwässer und in den hangenden Gebilden ein mächtigerer Horizont von Sickerwässern. Die Kluft- und Sickerwässer stehen im gegenseitigen hydrogeologischen Zusammenhang. Der Umlauf der Kluftwässer wird durch den Verlauf grösserer Dislokationen und zerstörter Zonen im Liegenden oder Hangenden der Lagerstätte (in graphitischen Schiefern), sowie im hier in Ocker zerlegten Magnesit beeinflusst. Die Dislokationszonen üben einen bedeutenden Einfluss und eine Entwässerungswirkung auf die Kluftwässer aus. Stark wasserhaltig ist besonders die hangende Partie der Magnesitlinse, in der sich zahlreiche Höhlungen und Kavernen mit Gesteinstrümmern und Ocker befinden.

Die Infiltration der Untergrundwässer geschieht durch Einsickerung des Niederschlagswassers und das Infiltrationsgebiet liegt am Fuss des Berges Sedem Chotárov. Die Mineralisation der Sicker- und Kluftwässer ist schwach und steht im Einklange mit der kurzen Abstiegbahn, dem schnellen Umlaufe der Untergrundwässer, sowie auch mit dem gegenseitigen Zusammenhang zwischen den Sicker- und Kluftgrundwässern.

Der Sulfatgehalt ist niedriger als 15 mg/l, pH schwankt zwischen 6,6—7,5. Die Grubenwässer besitzen keine Korrosionswirkungen.

24. II. 1958

Institut für Erforschung,
Praha XV, Hodkovičky

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

ALEXANDER ŽABKA — MAGDA ŽABKOVÁ

VÝSKYTY ASFALTU A ASFALTOVÝCH IMPREGNÁCIÍ V HORNINÁCH CENTRÁLNEJ ČASTI ZÁPADNÝCH KARPÁT

(Nemecké resumé)

Primárne výskyty prirodzeného asfaltu v centrálnej časti Západných Karpát sú dosť vzácne. Nachádzajú sa spravidla len vo väčších vzdialenostiach od dnes známych naftonosných oblastí. Bohatšie primárne výskyty sú viazané hlavne na brekciovité karbonátické horniny chočského príkrovu (Nezbudská Lúčka, Varín, Krpeľany). Asfalt vo forme impregnácií, resp. v stopách zistili sme v lunzských vrstvách — karne (Východná, Omšenie), v réte (Sv. Jakub), v liase, najmä v karbonátických polohách grestenských vrstiev (Borinka) a v spodnej kriede križňanského príkrovu (Varín, Strečno, Nezbudská Lúčka, Krásňany). Sekundárne výskyty asfaltu, asfaltových impregnácií sú viazané hlavne na pukliny v horninách mezozoika a paleogénu, vzácne aj na diaklázy kryštalinika. K významnejším lokalitám tohto druhu patria Kvačany a Klačany, kde asfalt impregnuje steny diakláz v bazálnom paleogéne, niekoľko menších výskytov v mezozoiku Prosečnianskeho pohoria, výskyty v Tatranskej Kotline, Vielickej doline a v katastri obce Podčičma pri Vranove. Výskyty asfaltu v horninách naftonosných oblastí sme predbežne nespracovali.

Vyhľadávanie asfaltonosných hornín má svoje špecifické zvláštnosti, dané skutočnosťou, že asfalt alebo stopy asfaltu v povrchových, navetralých častiach horniny sú len veľmi málo zreteľné. Asfalt na prirodzenom odkryve javí sa len ako šedozelený, drsný miestami lupenitý, až práškovitý povlak horniny, pripomínajúci stopy po recentnej flóre (najmä stopy po lišajníkoch a machoch). V tmavších slienitých horninách neokomu sa nedá makroskopicky odlíšiť. Zreteľnejší je na dolomitoch, kde ojedinele, najmä v blízkosti dislokácií vystupuje priamo k povrchu. Tvorí tenké povlaky, ktorých plocha, najmä na úslnných stranách sa roztekaním asfaltu neustále zväčšuje. Pri štúdiu výskytov asfaltu a asfaltonosných impregnácií sme sa zamerali hlavne na čerstvé odkryvy. Indentifikácia asfaltu v bohatších výskytoch je pomerne ľahká. Pri výskytoch, kde asfalt sa

nachádza len v stopách, prípadne vo výbrusoch, dochádzalo najmä v štádiu počiatočných terénnych prác k zámenám asfaltu s limonitom, limonitizovaným pyritom a zlúčeninami mangánu. Na rozpoznávanie a zisťovanie asfaltu sme vypracovali novú metódu laboratórneho výskumu vzoriek, pri ktorej sa separuje priemerná vzorka asfaltonosnej horniny o váhe 10 g. Po jej schladení na mínus 3 °C sa homogenizuje a rozotrie na prach, ktorý sa dá 24 hodín vylúhovať štvornásobným váhovým množstvom organického rozpúšťadla. Potom sa rotačným triedičom oddelia pevné komponenty a čiastočne nasýtený roztok sa dá odpariť pri teplote primeranej jeho zápalným vlastnostiam. Odlišovanie asfaltu, ktorý tvorí povlak vo forme neodpareného zvyšku na dne nádoby, môže sa urobiť už makroskopicky. Okrem toho pri čiastočnom ohriatí stáva sa plastickým a vláčnym. Kvantitatívnu analýzu asfaltu bez odparovania a váženia možno urobiť podľa intenzity zafarbenia nasýteného rozpúšťadla. Zafarbovacia schopnosť asfaltu z rôznych lokalít nie je rovnaká. Preto treba porovnávacie roztoky so známym obsahom asfaltu pre každú lokalitu pripravovať osobitne. V praxi sme vystačili so škálou 5 roztokov, pričom základný obsahoval 1 % asfaltu a ďalšie vždy o jedno % viac. Vedľa percentuálneho obsahu sme sledovali aj farbiacu schopnosť asfaltu, ktorú sme vo výsledkoch vyjadrovali označením A, B, C vedľa percentuálneho obsahu. Kritérium pre rozlišovanie farbiacej schopnosti bola strata priehľadnosti roztoku pri rovnakom percentuálnom obsahu asfaltu zo vzoriek rôznych lokalít. Základný roztok vzoriek skupiny A menil priehľadnosť pri obsahu 1,6 % asfaltu, B pri 3,62 % a C pri 4,1 %.

Najbohatší výskyt asfaltu bol zistený v chočských dolomitoch v katastroch obcí Nezbudská Lúčka a Varín. Lokalita sa nachádza v oblasti Strečnianskej sútesky vo vzdialenosti ca 100 m od železničnej stanice Strečno na území označenom v katastrálnej mape ako „Jamy". (Súradnice výskytu 49° 11′ sev. zemepisnej šírky a 36° 32′ východnej zemepisnej dĺžky vo výške 372,4 m n. m.)

Ložisko bolo známe už pracovníkom bývalého Říšskeho geologického ústavu vo Viedni. Podnet k otvoreniu ložiska však dal až Zuber (1900, lit. 19). Problematikou ložiska sa zaoberalo viac geológov. Avšak ich výsledky a názory neboli jednotné. Prieskumné prostriedky najnovšieho ložiskového štúdia umožňujú hlbšie poznanie ložiska a kritické zhodnotenie niektorých starších menej presných záverov, najmä Bartonca (1919, lit. 7), ktorý nesprávne udáva, že asfalt preniká „vápencom" vo forme žiliek. Prvé chemické analýzy a údaje o množstve asfaltu v hornine uvádza Gara (1917, lit. 9).

Podrobnejšie údaje o ložisku publikovali Jahn a Schnabel (1922, lit. 11), pričom predpokladali, že asfalt bol horotvorným tlakom dislokovaný z podložných bituminóznych hornín. Došli k nesprávnemu záveru, že s hĺbkou bude sa obsah asfaltu zvyšovať a že jeho prítomnosť poukazuje na väčší zdroj nafty v blízkom okolí. Asfalt zistili výlučne v dolomitických brekciách. Andrusov (1943, lit. 3) publikoval aj grafickú dokumentáciu lomovej steny.

V priamom podloží ložiska vystupujú tmavé sliene a slienité vápence. Vyznačujú sa odlišným vývinom pripomínajúcim lias, prípadne rét. Všeobecne sú však považované za neokom. Pri detailnom prieskume zistili sme v nich polohy zelenkastých, čiastočne závalkovitých pieskovcov s foraminiferami. Pieskovce majú miestami vápnitý, miestami nepevný ílovitý tmel, nad ktorým mnohonásobne prevláda psamitický materiál, zastúpený hlavne ostrohrannými úlomkami kremeňa a živcov (mikroklín), vedľa ktorých obsahujú chlorit, muskovit, pyrit a zirkón. Hornina má paralelnú textúru, s priemernou zrnitosťou 0,2 mm. Na kontakte s chočským príkrovom sú do slieňov neokomu zavrásnené početné polohy triasových dolomitických brekcií chočského príkrovu. Ich vek nebol priamo v skúmanej oblasti paleontologicky preukázaný. Našli sme v nich len ojedinelé články stonkov krinoidov. Petrograficky obdobné typy dolomitov a dolomitických vápencov sú v iných oblastiach a výskytoch, všeobecne kladené do ladinu. Najvyšší horizont neokomu je zastúpený tmavými slieňami vrstevnatej textúry s početnými žilkami sekundárneho kalcitu. V tektonickom nadloží vystupuje vlastná asfaltonosná hornina v podobe svetlošedých tenkolavicovitých, brekciovitých dolomitických vápencov a dolomitov. Sú totožné s polohami dolomitov zavrásnených do neokomu. Ich bazálne polohy sú zreteľne vrstevnaté, vyššie svetlošedé, zreteľne zrnité, miestami brekciovité. Dolomitické brekcie sú rôzneho slohu. Miestami prevládajú jednofarebné, kde ostrohranné súčasti i tmel sú svetlošedé až biele; inde zas sú vo svetlom základnom tmele dvojfarebné súčasti s odlišným chemizmom — najmä obsahom MgO — a to svetlejší zrnitejší a tmavší celistvý dolomit.

Podľa laboratórneho záznamu č. 2865 Čs. štátnych ciest n. p., Brno dolomitické brekcie s obsahom asfaltu vykazujú tieto hodnoty (1953, lit. 20):

Špecifická váha pri 20 °C 2,83, objemová váha 2,80, nasiaklivosť 0,155 %, pevnosť kubická v suchom stave kg/cm^2 642, pevnosť v melnení cmkg/cm^3 705, odolnosť proti mrazu (úbytok), 0,26 %, obrus cm^3/cm^2 0,18, tvrdosť podľa Mohsa 4,3, priľnavosť veľmi dobrá, obsah živice v hornine 1,52 %, stupeň rozdrvenia 1,81, prepad pod 10 mm 40,04 %.

Na dolomitoch transgresívne leží bazálny paleogén (lutét). Zastúpený je dolomitickými brekciami s dolomiticko-vápnitým tmelom obsahujúcim valúniky dolomitických vápencov priemeru do 2,5 mm. Vyššie sú súľovské zlepence s priemerom valúnov 3—15 cm. Pozvoľna prechádzajú do hrubozrnných pieskovcov s ojedinelými dokonale opracovanými valúnikmi šedého triasového dolomitického vápenca a tmavého aniského vápenca veľkosti 4—18 mm. Základný tmel je detriticko-vápenatý. Obsahuje početné koraly, ojedinelé diskocyklíny a numulity, z ktorých posledné dosahujú veľkosť až 22 mm. Vo valúnoch zistili sme *Num. incrassatus* de la Harpe a *Num. fabianii* Prever. Miestami pieskovce prechádzajú do brekciovitých zlepencov. Sú v podstate tvorené rovnakým materiálom ako súľovské zlepence, avšak prevláda u nich základný tmel. Výskyt skamenelín sa v nich obmedzuje na niekoľko nedokonale zachovaných úlomkov hru-

bolastúrnatých lamelibranchiátov. Na rozhraní bazálneho súvrstvia flyšoidného sú lokálne vyvinuté slienitopiesočnaté, zreteľne vrstevnaté bituminózne bridlice s vložkami rohovcov (menilitové bridlice).

Ložisko asfaltonosnej suroviny nachádza sa v bezprostrednej blízkosti hranice krížňanského príkrovu s chočským. Horniny spodného subtatranského príkrovu sú silno zvrásnené, kým nadložný chočský dolomit predstavuje menej zvrásnené tektonické kryhy. Vystupujú v dôsledku existencie zlomov, kombinovaných poklesmi, samostatne, avšak v rôznej výške, pričom ich presunová plocha bola spoločná. Je veľmi komplikovaného priebehu, mierne uklonená k severu. Tvorená je neokomom, do ktorého boli zavrásnené slabšie polohy nadložného dolomitu chočského príkrovu. Za hlavného nositeľa asfaltu v Nezbudskej Lúčke možno považovať triasové dolomitické vápence a dolomitické brekcie chočského príkrovu.

Prirodzený asfalt vznikol pravdepodobne nízkotepelnou destiláciou, oxydáciou a polymerizáciou ľahkej parafínovej nafty. Predchádzajúci autori (lit. 11) okrem toho uvažovali, že výskyt asfaltu v okolí Nezbudskej Lúčky je sprievodným znakom väčšieho naftového zdroja v hĺbke. Prirodzený asfalt z lokality Nezbudská Lúčka—Varín predstavuje bituminóznu látku zloženú prevažne z prvkov C, H, O a N. Pri obyčajnej teplote je tuhého skupenstva, dosahuje tvrdosť 2, hustotu 1,1 až 1,2. Má čiernu až čiernohnedošedú farbu a zapácha po bitúmene. Pri ohriatí mäkne a pri dosiahnutí teploty ca 35 °C sa rozteká. V tenkých vrstvách asfalt sfarbuje horninu na šedohnedo, pri silnom zvetraní, najmä blízo povrchu na šedozeleno. Množstvo asfaltu v hornine je veľmi kolísavé. Maximálny obsah asfaltu udáva Gara (1917, lit. 9) vo výške 6,9 %. V súčasnej dobe navetralých partiách horniny, v ktorých má asfalt možnosť koncentrovať sa po puklinách a kavernách, jeho obsah je nižší, dosahuje len 1,52 %. V úplne nezvetralých partiách horniny, získaných vŕtaním, priemerný obsah asfaltu dosahuje len 0,39 %. Pritom je zaujímavé, že jednotlivé uzavreniny asfaltu sú dokonale izolované a asfalt nemá možnosť migrovať po puklinách. S určitosťou nemožno stanoviť dobu vniknutia asfaltu do asfaltonosných hornín tohto ložiska. Mohlo by sa predpokladať, že asfalt vznikol, resp. impregnoval horninu v popaleogénnom období. V okolí sú totiž známe výskyty nafty vo flyšovom pásme Karpát (Turzovka, Papradno). Tomuto však odporuje skutočnosť, že asfalt sa koncentroval v podstatnej miere v dolomitických brekciách chočského príkrovu, kým v dolomitických brekciách bazálneho paleogénu, svojím chemizmom veľmi blízkych predchádzajúcim, asfalt sa primárne vôbec nenachádza, kým v ostatných fáciách paleogénu vystupuje výlučne po puklinách. V bazálnych častiach neokomu je prítomnosť asfaltu vystriedaná pyritom. V ostatných horninách ložiska prítomnosť pyritu je v určitej závislosti od množstva asfaltu. Zistili sme totiž, že so stúpajúcim obsahom pyritu úmerne klesá množstvo asfaltu. Možno teda predpokladať, že asfalt vznikal len v partiách, v ktorých hornina mala chemické zloženie s priaznivým obsahom pH, prípadne ak migrujúca nafta mala dostatok síry a táto

nebola odčerpávaná tvorbou pyritu. V nezvetralých partiách horniny (vzorky vrtných jadier z celistvých partií dolomitických brekcií), možno pozorovať primárne uloženie asfaltu, t. j. malé (1,1 až 2,5 mm) hniezda na okrajoch kaverien, nevyplnených dolomitickým tmelom brekcií. Asfalt totiž dokonale izoloval styčné plôšky medzisúčiastkových úlomkových priestorov a zabránil vnikaniu roztokov a tmelu pri druhotnom stmelovaní brekcií. Asfaltom izolované kaverny vylučujú predpoklad o prípadnom hydrotermálnom transporte ako dolomitického sekundárneho tmelu, tak aj samého asfaltu. Vzácne asfalt obklopuje úlomky horniny úplne, pričom v týchto prípadoch zistili sme pokles MgO v prospech CaO. Úlomky izolované asfaltom majú priemerný obsah MgO 12,6 %, kým okolitá hornina v priemere MgO 20,30 %, z čoho sám tmel brekcií až 21,2 %. Nižší obsah MgO v úlomkoch môže svedčiť o tom, že asfaltom izolované úlomky horniny predstavujú pôvodný materiál príkrovu, pričom prínos zložky MgO do brekcií odohral sa po vzniku asfaltu počas druhotného stmelovania brekcií a nosičom MgO bol sekundárny tmel. Prípadnej opačnej domnienke, že odnos zložky MgO z úlomkov brekcií izolovaných asfaltom je výsledkom chemických reakcií pri vzniku asfaltu, odporuje skutočnosť, že časť izolovaných úlomkov má pôvodnú sedimentárnu nerekryštalizovanú štruktúru.

Z uvedeného možno predpokladať, že primárnym ložiskom ľahkej parafínovej nafty bolo kriedové súvrstvie krížňanského príkrovu. Počas sunutia chočského príkrovu a najmä tesne po ňom prenikala nafta, nie asfalt do rozdrvených a nestmelených dolomitov, pričom nové prostredie pôsobilo chemicky na tvorbu asfaltu viac než pôvodné, v ktorom sa nachádza asfalt jemne rozptýlený vo forme hnedastého pigmentu. Pri zvetrávaní horniny sa asfalt zhromažďuje po puklinách a tlakom nadložia je dislokovaný do puklín nadložných hornín. Migruje i v recetnej dobe. Tomu nasvedčuje jednak vlastné pozorovanie, jednak údaj Jahnov a Schnabelov (1922, lit. 11), ktorý sa o stene v dolomitických brekciách nad železničnou stanicou Strečno vyjadrili, že asfalt neobsahuje, a teraz sa tam nachádza.

Dolomitické brekcie lokality Nezbudská Lúčka majú význam v cestnom staviteľstve na úpravu ciest; sliene neokomu s rovnomerne rozšírenou asfaltovou impregnáciou možno použiť ako izolačný násypový materiál tesniaceho jadra priehrad, prípadne na výrobu cementu pre možnosť úspory paliva.

30. IX. 1957

Nerudný prieskum, Trenčín

LITERATÚRA

[1] Abraham H., 1938: Asphalts and Allied Substances Chapmann and Hall. London. — [2] Andrusov D., 1931: O stratigrafickom rozdelení spodnej kriedy spodného príkrovu na strednom Slovensku. Věst. ŠGÚ. — [3] Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty ne-

rastných surovín. Slovenská vlastiveda. — [4] Andrusov D., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina. Práca ŠGÚ, Zoš. 10. Bratislava. — [5] Attwol A. W., Brome D. G., 1935: Trinidad Lake Asphalt. — [6] Austová-Žabková, M., 1952: Geologické pomery územia Lipt. Hrádok až Žilina. Dizertačná práca. Bratislava. — [7] Bartonec F., 1919: Hornický věstník 1. — [8] Danby A., 1913: Natural Rock Asphalts. London. — [9] Gara R., 1919: Zpráva o chemickej analýze. Budapest. — [10] Frey M., 1922: Die Asphaltlagerstätten im Schweizerischen Jura Gebirge mit besonderer Berücksichtigung des Val de Travers. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. — [11] Jahn, Schnabel, 1922: O výskyte asfaltu pri Strečne na Váhu bližšie Žiliny na Slovensku. Veda prírodná III. — [12] Koutek, 1932: O mesozoiku střední části Prosečnianských hor v Liptově. Věst. ŠGÚ, 8. Praha. — [13] Matějka A., 1926: Príspevok ku geológii Minčolu. Věst. SGÚ II. Praha. — [14] Matějka A., Andrusov D., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha. — [15] Matějka A., 1932: Zpráva o geologickom mapovaní Malej Fatry. Věst. ŠGÚ 8. Praha. — [16] Matějka A., 1932: Zpráva o geologickom mapovaní Malej Fatry, I. Věstník ŠGÚ 8. Praha. — [17] Matějka A., Kodym O., 1935: Zpráva o geologickom mapovaní Malej Fatry II. Věstník SGÚ XI. Praha. — [18] Uhlig V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatra Kriváň Gebirges, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Mat.-Nat. Kl LXXII. Wien. — [19] Zuber, 1900: Znalecký posudok o výskyte skalnej smoly v blízkosti obce Strečno. — [20] Žabka A., 1954: Prieskum dolomitu a dolomitického vápenca Nezbudská Lúčka. Brno, Trenčín. Archiv Ner. průzkumu.

ALEXANDER ŽABKA—MAGDA ŽABKOVÁ

VORKOMMEN VON ASPHALT UND ASPHALTIMPREGNATIONEN IM ZENTRALTEIL DER WESTKARPATEN

In der Arbeit werden die Lokalitäten, in dennen das Vorkommen von Naturasphalt festgestellt wurde, angeführt. Die Aufsuchung von Asphalt und Asphaltimpregnationen ist bei Benützung der üblichen Terrainmethoden erfolglos, da der Asphalt in den oberflächennahen, stark angewitterten Gesteinspartien nur wenig auffallende, graugrüne Bestäubungen bildet, die den Spuren, die auf dem Gestein Flechten und Moose hinterlassen, sehr ähnlich sind. In frischen Aufschlüssen ist der Asphalt deutlicher. Die festgestellten Lokalitäten gehören entweder zu den primären Vorkommen (an Ort und Stelle entstanden), oder zu den sekundären, in welche der Asphalt auf den durch die Verwitterung des Gesteins entstandenen Spalten migriert. Primäre Asphaltvorkommen haben wir hauptsächlich in den Dolomitbrekzien festgestellt. Der Asphalt bildet hier kleinere Nester von 1,1 bis 2,5 mm im Durchmesser, wobei er die Bildung von Kavernen selten bedingte, da er durch seine Isolationseigenschaften das Eindringen des Bindemittels zwischen die einzelnen Bruchstücke (Bestandteile) der Brekzien verhinderte. Selten umgibt der Asphalt vollkommen die Bruchstücke, wobei in diesen Fällen ein niedrigerer Gehalt der MgO-Komponente (12,6 %), gegenüber dem Nebengestein mit einem durchschnittlichen MgO-Gehalt von 20,30 % festgestellt wurde. Die Abnahme von MgO zugunsten des CaO kann bezeugen, dass die durch Asphalt isolierten Gesteinsbruchstücke das ursprüngliche Deckenmaterial darstellen, wobei die Zufuhr der MgO-Komponente in die Brekzien sich nach der Entstehung des Asphalts, während der Verkittung der Brekzien abspielte und das sekundäre Bindemittel ein MgO-Träger war. Weitere primäre Asphaltvorkommen sind an obertriadische Lunzer Schichten, Rät, Lias und Unterkreide gebunden. In diesen Fällen impregniert der Asphalt in der Form eines fein zerstreuten Pigmentes gleichmässig die Gesteine. Der Asphaltgehalt ist in dieser Form niedrig, maximal 2,8 %, durchschnittlich 0,20 %. Sekundäre Asphaltvor-

kommen sind an die Spalten des Gesteins der nächsten Umgebung gebunden, sogar an Gneise und kristalline Schiefer (Večný dážď, Velická dolina in der Hohen Tatra). Im Weiteren beschreiben wir das reichste Asphaltvorkommen und die Methodik der Bearbeitung der Proben. Die Asphaltlagerstätte in Nezbudská Lúčka hat sich durch Umwandlung von Erdöl gebildet, das während der Überschiebung der höheren Decke aus den liegenden kretazeischen Schichten in die tektonisch gestörten Dolomite migrierte. Der Asphalt ist also direkt in den Dolomiten, die dazu vom chemischen Standpunkte ein günstiges Milieu dargeboten haben, entstanden. Mit dem steigenden Pyritgehalte nimmt in den Dolomiten der Asphaltgehalt ab, ja in manchen Horizonten wird der Asphalt durch ihn vollständig ersetzt. Die durch Asphalt impregnierten Gesteine haben grosse praktische Bedeutung. Dolomitische Brekzien werden im Wegebau zur Herrichtung von Fahrstrassen und die Neokommergel mit regelmässig zerstreuter Asphaltimpregnation als Anschüttungsmaterial für die Dichtungskerne der Wasserbauten benützt.

30. IX. 1957

Nichterzforschung,
Trenčín

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JÁN SRNÁNEK

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÉ PROBLÉMY PLÁNOVANÝCH VODNÝCH DIEL NA POPRADE V ÚSEKU STARÁ ĽUBOVŇA—VEĽKÝ SULÍN

(Nemecké resumé)

Rieka Poprad má pre využitie vodnej energie priaznivé prietokové a spádové pomery. Veľký hydroenergetický význam má úsek Stará Ľubovňa—Veľký Sulín. Preto je podľa Štátneho vodohospodárskeho plánu na Poprade navrhovaná sústava vodných diel. Uskutočnenie jej výstavby predchádza geologický výskum v údolí Popradu a v strednej časti Ľubovnianskej vrchoviny, kde sa počíta s najdôležitejšími vodnými objektami. Výhodné prírodné podmienky, geologický charakter územia a ťažkosti z hľadiska inžiniersko-geologického, s ktorými sa plánované vodné diela stretnú, chcem v ďalšom uviesť.

Tok Popradu v poslednom svojom úseku na Slovensku pozdĺž československo-poľskej hranice tvorí veľkú oblúk. Pri Starej Ľubovni sa odchyľuje od svojho predchádzajúceho severo-východného smeru a pokračuje na východ, resp. juhovýchod. Pri Orlove sa otáča najskôr na sever, neskoršie na severozápad. Severozápadný smer si zachováva aj pozdĺž štátnej hranice až po Mníšek n/P, kde opúšťa územie Slovenska. Hraničný úsek Čirč—Mníšek n/P. je zaujímavý tým, že Poprad tu má hlboké meandrovité údolie, čím sa značne predlžuje tok. Spomenutým veľkým oblúkom obchádza Ľubovniansku vrchovinu a dostáva sa na ten istý poludník, na ktorom leží Stará Ľubovňa, lenže o 10 km severnejšie. Celý úsek Stará Ľubovňa—Mníšek n/P je dlhý 65 km. Nadmorská výška Popradu pri Starej Ľubovni je 520 m a pri Mníšku n/P 390 m. Rozdiel nadmorských výšok je 130 m. Väčšiu časť tohto spádu možno získať a hydroenergeticky využiť navrhovanými alternatívami vodných diel projektovanými naprieč Ľubovnianskou vrchovinou.

Ďalšia výhodná vlastnosť Popradu je jeho pomerne vyrovnaný prietok a nadpriemerná vodnatosť. Značné zásoby spodných vôd v aluviálnych a terasových štrkoch a hlavne vo fluvioglaciálnych sedimentoch v hornej časti povodia sú priaznivým regulátorom v zime i v obdobiach nízkych zrážok. Vybudovaním

nádrže v hornej časti toku sa ešte viacej vyrovná prietok. Tým sa zároveň sleduje aj jeho nadlepšenie. Vodnatosť Popradu je i tak nadpriemerná. Vidno to najlepšie z toho, že plocha povodia Popradu tvorí 4 % celkovej rozlohy Slovenska a Poprad odvedie 7 % všetkých vôd zo Slovenska. Pripisujeme to vysokým zrážkovým priemerom v jeho povodí, hlavne v Nízkych a Vysokých Tatrách. Zrážkomerná stanica Zbojnícka chata (nadm. výška 1958 m) má najvyššie zrážkové priemery v ČSR, ktoré presahujú 2000 mm ročne. V rámci zostavovania štátneho vodohospodárskeho plánu sa preto počíta s výhodnými prietokovými pomerami Popradu. V úseku Stará Ľubovňa—Veľký Sulín sú navrhnuté dve hlavné alternatívy vodných diel. Jednotlivé časti alternatív sú podobné. Prvá platí pre úsek Stará Ľubovňa—Veľký Sulín a druhá pre úsek Hajtovka—Malý Lipník. V podstate ide o vybudovanie hate na Poprade, od ktorej by viedla štôlňa naprieč Ľubovnianskou vrchovinou k vyrovnávacej nádrži, ktorá je situovaná pri prvej alternatíve pri Veľkom Sulíne a pri druhej pri Malom Lipníku. Z nádrže bude odvedená voda tlakovým potrubím až k hydrocentrále v údolí Popradu pri československo-poľskej hranici.

Jednotlivé vodné objekty oboch alternatív sa stretnú s podobnými geologickými problémami. Územie, v ktorom sú alternatívy projektované, je budované troma geologickými celkami. Je to bradlové pásmo, podhaľský flyš a magurský flyš. Obe flyšové jednotky sú oddelené bradlovým pásmom, ktoré má priebeh v smere severozápad-juhovýchod, to znamená, že má kolmý smer na priebeh oboch alternatív.

Bradlové pásmo je tvorené najstaršími horninami v danej oblasti. Ide o pieninský úsek bradlového pásma, ktorý sa tiahne vo forme 1—2 km širokého pruhu v južnej časti Ľubovnianskej vrchoviny. Bradlové pásmo tvoria horniny, ktoré sú silne tektonicky postihnuté — zvrásnené a dislokované. Vlastné bradlá, tvorené horninami pieninskej a subpieninskej série bývajú malých rozmerov. Subpieninskú sériu predstavujú svetlé a červené krinoidové vápence (bajos, bat), czorsztýnske hľuznaté vápence (kalov-kimeridž) a rôzne druhy titónskych vápencov, napr. kalpionellové, krinoidové, brekciovité. Pieninskú sériu tvoria nadposidóniové vrstvy (bajos, bat) — tenké kremité bridlice sa striedajú s hrubými lavicami tmavých vápencov, ďalej tenkolavicovité radiolarity (kalov-kimeridž) a neokómové slienité vápence s tenkými rohovcovými vložkami. Okrem týchto sérií sa na stavbe bradlového pásma zúčastňujú horniny série Braniska (B i r k e n m a j e r 1953), ktoré sú svojím litologickým charakterom podobné pieninskej sérii. Tektonickými pochodmi boli horniny uvedených sérií zvrásnené, potrhané na bloky a vklínené do mäkších a plastickejších súvrství strednokriedového a vrchnokriedového veku. Sú to pestré globotrunkánové sliene, ďalej súvrstvie podobné flyšu („strednokriedový flyš"), ktorého šedé slienité bridlice sa striedajú s tenkými lavicami vápnitých pieskovcov. Ďalej sú to vrstvy jarmutské, ktoré predstavujú prevažne hrubozrnité pieskovce s vložkami zlepencov.

Severne od bradlového pásma sa rozprestiera magurský paleogén. Hneď na jeho okraji sa vyskytuje kompaktný, skoro súvislý pruh pestrých bridlíc s vložkami pieskovcov. Obsahujú mikrofaunu vrchnej kriedy až stredného eocénu. Severnejšie je „flyš hraničný", ktorý tvoria vápnité jemnozrnité až strednozrnité pieskovce šedomodrej farby, ktoré sa striedajú s polohami šedých bridlíc. Miestami bridlice značne prevládajú. Odpovedajú pravdepodobne eocénu. Stratigraficky najvyšším členom je mohutné súvrstvie pieskovcovo-zlepencové, miestami s polohami bridlíc. Tento komplex buduje najvyššiu a najväčšiu časť Ľubovnianskej vrchoviny. Magurský paleogén je intenzívne zvrásnený. Flyšové vrstvy majú rôzny úklon, väčšinou k juhu. Flyšové horniny bývajú do značných hĺbok popukané a zvetralé.

Južne od bradlového pásma je podhaľský flyš. Tvorí ho pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie. Prevládajú pieskovce o hrúbke 10—100 cm nad polohami bridlíc. Podhaľský flyš na styku s bradlovým pásmom je intenzívne zvrásnený. Vrstvy upadajú pod strmým uhlom k juhu, zriedka sú i vztýčené, alebo prevrátené. Smer vrstiev je spravidla východ-západ, resp. severozápad-juhovýchod.

V ďalšej časti tejto zprávy chcem poukázať na niektoré ťažkosti z hľadiska inžiniersko-geologického, s ktorými sa plánované stavby stretnú. Medzi najvážnejšie problémy oboch alternatív bude vybudovanie vodnej štôlne v južnej časti Ľubovnianskej vrchoviny. Obe štôlne majú priebeh juhozápad-severovýchod a prechádzajú cez flyšové jednotky a bradlové pásmo. Flyšové horniny nie sú vhodné pre razenie štôlne, pretože v nich nájdeme viac-menej bridličnaté polohy, resp. poruchové zóny, ktoré vždy znamenajú ťažkosti pri tunelových stavbách. Najkomplikovanejší úsek pre razenie štôlne predstavuje bradlové pásmo. Bradlové pásmo má zložitú geologickú stavbu a pestrý litologický charakter hornín. Horniny s rôznym fyzikálno-technickým charakterom sa striedajú na krátke vzdialenosti. Značnú prevahu majú sliene a flyšoidné horniny, ktoré vyvolávajú veľké tlaky na obmurovku. Bradlové pásmo je tektonicky intenzívne postihnuté. Bloky a útržky hornín predstavujúce bradlá sú v tektonickom styku s horninami bradlového obalu. Súdržnosť hornín na tektonických stykoch je porušená. Poruchové zóny a silne tlačivé bridličnaté a slienité horniny flyšových jednotiek a bradlového pásma si vyžadujú opatrný postup prác a silné typy obmuroviek.

Ďalšia dôležitá časť projekčnej schémy je vyrovnávacia nádrž a tlakové potrubie. Nádrže sú projektované v postranných údoliach smerujúcich na sever k Popradu pri Veľkom Sulíne a Malom Lipníku. V oboch prípadoch ide o úzke a hlboké údolie so strmými svahmi. Tlakové potrubie vedie od nádrže po svahu vo výške 420—520 m k hydrocentrále situovanej pri československo-poľskej hranici pri Veľkom Sulíne alebo Malom Lipníku. Nádrž a tlakové potrubie majú spoločného nepriaznivého činiteľa, ktorý je závislý od geologického a morfologického charakteru územia. Územie, v ktorom sa majú realizovať tieto stavby, je budované horninami magurského flyša. Ide zväčša o pieskovcové súvrstvie s vložkami

bridlíc a polohami zlepencov. Tieto horniny sú pomerne mäkké a snadno vetrajú. Sú v nich vyerodované hlboké údolia. Na svahoch sa hromadia pokrývky zvetralín. Svahy sú náchylné na zosúvanie, pretože zvetraliny tvoria piesčito-ílovité zeminy s úlomkami pieskovcov, ktoré najmä na styku s vodou majú malý odpor voči ušmyknutiu. Na svahoch oboch bočných údolí (Veľký Sulín a Malý Lipník) pozorujeme dnes rozsiahle zosuvné oblasti. Šmykové plochy niektorých zosuvov môžu byť niekoľko desiatok metrov hlboko. Pre vytvorenie nádrže takéto svahy znamenajú nestabilné brehy. Zosúvanie brehov urýchlili denne niekoľkometrové kolísanie hladiny v nádrži, pretože nádrže majú funkciu dennej akumulácie vôd a transformáciu priemerného prietoku na špičkový. Obsah nádrže je pomerne malý a zosúvajúci sa materiál by rýchlo zmenšil, resp. vyplnil obsah nádrže.

Nestabilné svahy znamenajú komplikácie aj pre vedenie tlakového potrubia. I v prípade vybudovania tlakového potrubia na týchto svahoch, ohrožovanie ptorubia zosúvaním potrvá, pretože sanácia tak rozsiahlych zosuvov by bola nákladná a snáď bezúspešná.

Záverom treba zdôrazniť, že geologická stavba a litologický charakter územia sú pre uvažované alternatívy nepriaznivé. Treba siahnuť po ďalších alternatívnych návrhoch hydroenergetického využitia Popradu v danom úseku, ktoré by boli z hľadiska inžiniersko-geologického priaznivejšie. Je to napr. vybudovanie hate pri Starej Ľubovni s funkciou dennej akumulácie. Od hate by viedla tlaková štôlňa plného profilu priamo k hydrocentrále. Mnohé ťažkosti, ako napr. razenie štôlne v bradlovom pásme ostávajú, no vyhneme sa hlavne nestabilným svahom, ktoré sú najväčšou prekážkou pre uskutočnenie niektorej z uvedených alternatív. Ďalší inžiniersko-geologický výskum v úseku Stará Ľubovňa—Veľký Sulín sa zameriava na návrhy priaznivejšie z hľadiska geologického.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1929: Útesové pásmo v Pieninách. Věstník SGÚ. Praha. — [2] Andrusov D., Katyk M., 1942: Možnosť využitia energie Popradu medzi Starou Ľubovňou a Mníškom. Rukopis GGF UK. Bratislava. — [3] Birkenmajer K., 1953: Peredvaritelnyj peresmotr stratigrafii klippenskogo pojasa v Pieninách. Bull. Pol. Akad. Nauk III, I, 6. Varšava. — [4] Hynice O., 1938: Předběžný geologický posudek projektované dráhy Orlov—Podolinec. Rukopis. GÚGŠ. Bratislava. — [5] Srnánek J., 1954: Geologická zpráva pre vodné diela projektované na Poprade. Rukopis. VRIS. Bratislava. — [6] Srnánek J., 1957: Inžiniersko-geologické rajónovanie rieky Popradu. Rukopis. VRIS. Bratislava. — [7] Štátny vodohospodársky plán. Čiastkové povodie XXXV, Dunajec—Poprad I. II. a III. časť. Bratislava 1954—1956.

JÁN SRNÁNEK

INGENIEURGEOLOGISCHE PROBLEME DER GEPLANTEN WASSERBAUTEN AUF DEM POPRAD-FLUSS IM ABSCHNITT STARÁ ĽUBOVŇA—VEĽKÝ SULÍN

Laut des staatlichen wasserwirtschaftlichen Planes soll der Fluss Poprad hydroenergetisch ausgenützt werden. Der vorteilhafteste Abschnitt, wo zwei Alternativen von Wasserbauten vorgeschlagen wurden, liegt zwischen Stará Ľubovňa—Veľký Sulín. Beide Alternativen sind ähnlich. Es handelt sich um den Bau einer Staumauer, eines Wasserstollens quer durch das Ľubovňaer Hügelland, eines Ausfleichsbeckens, einer Druchröhrenleitung und einer Hydrozentrale an der tschechoslowakisch-polnischen Grenze. Die grössten Komplikationen werden beim Durchbrechen der Gesteine der Klippenzone und der Flyscheinheiten vorkommen. Die Klippenzone besitzt einen komplizierten Bau und bunten lithologischen Charakter. Häufige tektonische Störungen, weiter mergelige und tonige Gesteine der Klippenzone und der Flyscheinheiten bedeuten vom inginieurgeologischen Standpunkte grösste Schwierigkeiten.

Den Bau des Staubeckens und der Druckröhrenleitung hindern Rutschungen im Gebiete, wo sie projektiert sind. Die Hänge werden durch Flyschgesteine des Magura-Paläogens gebaut und man merkt heute in ihnen ausgedehnte Rutsche. Es handelt sich um das Gebiet beim Veľký Suín und Malý Lipník.

Die bisherige Untersuchung scheint zur Abweisung beider Alternativen zu führen. Während der weiteren Untersuchung könnte man die Möglichkeit einer Verlängerung des Stollens direkt zur Hydrozentrale überprüfen, wobei das Projekt den Bau des Sammelbeckens und der Druckröhrenleitung auf den zu Rutschenneigenden Hängen meiden möchte.

5. III. 1958

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

KLEMENT ROSA

PRÍSPEVOK K METODIKE RIEŠENIA PRIAMEJ ÚLOHY MAGNETICKÉHO PRIESKUMU

(Nemecké resumé)

Úvod

Obsahom tejto práce je výklad metódy pre riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pre ložiská, ohraničené plochami istých vlastností. Výklad je doplnený niekoľkými príkladmi.

Priama úloha magnetického prieskumu sa tu formuluje takto:

V homogénnom izotropnom prostredí nech existuje primárne magnetostatické pole o známom potenciáli; do tohto poľa vložíme teleso daného geometrického tvaru so známou permeabilitou. Má sa vypočítať potenciál výsledného poľa.

Primárnym magnetostatickým poľom sa tu rozumie neporušené pole geomagnetické, ktoré v určitom ohraničenom objeme možno považovať za homogénne. Ďalej sa neprihliada k okolnosti, že potenciál geomagnetického poľa je funkciou času. Treba podotknúť, že uvedené predpoklady v kontexte s priamou úlohou magnetického prieskumu sú prakticky plne prípustné.

V geomagnetickej literatúre je podané riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pre celý rad telies rozličného geometrického tvaru. Väčšina týchto riešení sa opiera o apriorný predpoklad homogénnej magnetizácie (H a a l c k, J a n o v s k i j, L o g a č e v). Tento predpoklad zjednodušuje v značnej miere riešenie úlohy a výpočet potenciálu sa potom ľahko urobí, napr. podľa známej Poissonovej teorémy. Zatiaľ čo vyššie učinené predpoklady týkajúce sa primárneho poľa sú plne prípustné, predpoklad homogénnej magnetizácie telies nie je vždy oprávnený. Či už ide o magnetizáciu výlučne induktívnu, alebo výlučne remanentnú, či už o vektorový súčet obidvoch, nie je teoreticky prípustné robiť ohľadne magnetizácie akýkoľvek apriorný predpoklad bez zvláštnej starostlivosti o to, či takto vypočítané potenciály budú spĺňať o k r a j o v é p o d m i e n k y, ktoré postuluje teória potenciálu.

Zásadne odmietavé stanovisko k apriornému predpokladu homogénnej

magnetizácie zaujal A. G. Kalašnikov na zasadaní Akadémie vied Gruzínskej SSR, konanom v dňoch 20. až 22. mája 1954. V zpráve o tomto zasadaní (Izv. AN SSSR, ser. geofiz. 1954, 4) sa okrem iného hovorí: „A. G. Kalašnikov upozornil prítomných na to, že teória magnetického potenciálu, o ktorú sa opiera interpretácia magnetických anomálií, je vybudovaná na zjednodušených fyzikálnych predpokladoch (homogénna magnetizácia) a neposkytuje spoľahlivé metódy pre výpočet základných elementov (hĺbka, tvar a veľkosť) vyšetrovaného telesa."

Ukazuje sa teda praktická i teoretická potreba opustiť cestu akýchkoľvek predpokladov o magnetizácii a prepracovať v tomto zmysle metodiku riešenia priamej úlohy magnetického prieskumu. Toto je základná myšlienka predloženej práce. Vypracovaná metóda umožňuje riešiť priamu úlohu magnetického prieskumu pre telesá určitého tvaru bez akéhokoľvek predchádzajúceho predpokladu o magnetizácii.

Ako vidno už zo samej formulácie úlohy, uvažuje sa tu výhradne magnetizácia induktívna. Opomenutie remanentnej magnetizácie pociťuje sa ako závažný nedostatok. Treba však podotknúť, že táto výtka sa nevzťahuje na metodiku riešenia úlohy, ale na samú jej formuláciu.

Metodika je vypracovaná v určitom ohľade všeobecnejšie, než si to priama úloha magnetického prieskumu vyžadovala. Týka sa to potenciálu primárneho poľa, ktorý môže byť vzhľadom na všeobecnosť metódy celkom ľubovoľný. Riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu je potom len špeciálnym jednoduchým príkladom na aplikáciu metódy.

Práca má štyri časti.

Prvá časť obsahuje matematickú formuláciu priamej úlohy magnetického prieskumu. Dospieva sa k systému parciálnych diferenciálnych rovníc s okrajovými podmienkami pre potenciály vo vnútri telesa a mimo telesa.

V druhej časti sa vykladá metóda pre riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu, čo je v podstate metóda pre riešenie spomenutého systému parciálnych diferenciálnych rovníc s okrajovými podmienkami. Zavedením dvoch pomocných funkcií sa riešenie redukuje medzi iným na riešenie dvoch Neumannových úloh, jednej vnútornej a jednej vonkajšej.

Tretia časť obsahuje niektoré spresnenia a dôkazy; vymedzia sa tu podmienky, za ktorých je vyložená metóda použiteľná. Podmienky sa týkajú väčšinou geometrického tvaru telesa.

V štvrtej časti sa podáva riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pomocou vyloženej metódy pre nekonečne dlhý eliptický valec.

1. Matematická formulácia priamej úlohy magnetického prieskumu

Priamu úlohu magnetického prieskumu budeme uvažovať v tomto znení. V homogénnom izotropnom prostredí nech existuje primárne magnetostatické pole o známom potenciáli; do tohto poľa vložíme teleso daného geometrického tvaru so známou permeabilitou. Má sa vypočítať potenciál výsledného poľa. Naším cieľom je teraz podať matematickú formuláciu tejto úlohy.

V súvislosti s tým zavedieme toto označenie: teleso, ktoré vkladáme do poľa, nech je ohraničené uzavretou plochou S. Táto plocha rozdeľuje priestor na dve oblasti: na oblasť vnútornú D_1 a oblasť vonkajšiu D_2. Teda oblasť D_1 je tá časť priestoru, ktorú zaujme teleso do poľa vkladané, a oblasťou D_2 rozumieme celý zvyšujúci priestor, obsahujúci i bod nekonečne vzdialený. Permeabilita telesa nech je μ_1, permeabilita okolitého prostredia nech je μ_2. Potenciál primárneho magnetostatického poľa budeme označovať φ_0, hľadaný výsledný potenciál označíme φ. Keďže v ďalšom budeme rozlišovať, či ide o výsledný potenciál v oblasti D_1, resp. v oblasti D_2, zavedieme pre výsledný potenciál φ ešte označenie φ_1, resp. φ_2, teda stručne

$$\varphi = \begin{cases} \varphi_1 \text{ v oblasti } D_1 \text{ (vo vnútri telesa),} \\ \varphi_2 \text{ v oblasti } D_2 \text{ (vonku vzhľadom k telesu).} \end{cases}$$

Za dané považujem tieto veličiny: permeability μ_1 a μ_2, ďalej potenciál φ_0 primárneho poľa; taktiež plocha S, ohraničujúca teleso, je daná. Neznámy je výsledný potenciál φ_1 v oblasti D_1 a výsledný potenciál φ_2 v oblasti D_2. O veličinách, ktoré vystupujú v našej úlohe ako dané, činíme tieto predpoklady: permeability μ_1 a μ_2 sú konštanty; plocha S je uzavretá. Ohľadne jej tvaru robíme predbežne len všeobecný predpoklad, totiž aby mali zmysel všetky matematické výrazy, ktoré budú súvisieť s plochou S a ktoré sa vyskytnú v ďalšom výklade. Presnejšie budú tieto podmienky vyložené v 3. časti.

Teraz ešte niekoľko poznámok o primárnom magnetostatickom poli. Pre priamu úlohu magnetického prieskumu by stačilo uvažovať primárne magnetostatické pole ako homogénne. Upustíme od tohto obmedzujúceho predpokladu; získa tým na všeobecnosti jednak úloha sama a jednak metodika jej riešenia. Priama úloha magnetického prieskumu bude potom len špeciálnym a zvlášť jednoduchým prípadom úlohy všeobecnejšej. Treba, pravda, podotknúť, že ľubovoľnosť primárneho magnetostatického poľa pripúšťame len potiaľ, pokiaľ sa toto dá opísať skalárnym potenciálom, vyhovujúcim Laplaceovej rovnici. Po týchto predbežných poznámkach zavedieme, ako býva zvykom, funkcie Φ_1 a Φ_2, nazývané indukovanými alebo prídavnými potenciálmi. Zavádzame ich vzťahmi

$$\varphi_1 = \varphi_0 + \Phi_1, \tag{1}$$

$$\varphi_2 = \varphi_0 + \Phi_2. \tag{2}$$

Podľa rovnice (1) výsledný potenciál φ_1 v oblasti D_1 dostaneme ako súčet potenciálu φ_0 primárneho poľa a indukovaného potenciálu Φ_1.

Podľa rovnice (2) výsledný potenciál φ_2 v oblasti D_2 dostaneme ako súčet potenciálu φ_0 primárneho poľa a indukovaného potenciálu Φ_2.

Funkcia Φ_1 existuje v oblasti D_1; formálne môže síce existovať i v oblasti D_2 alebo v jej časti, ale mimo oblasti D_1 jej nepripisujeme nijaký fyzikálny význam. Funkcia Φ_2 opäť existuje v oblasti D_2.

Poznámka: Indukovaný potenciál Φ_1 v oblasti D_1, t. j. vo vnútri telesa, vloženého do poľa, nazýva sa niekedy potenciálom vnútorného demagnetizačného poľa. Indu.ovaný potenciál Φ_2 v priestore mimo gule možno nazvať potenciálom anomálneho poľa. Z rovníc (1) a (2) vidno, že k riešeniu našej úlohy bude stačiť, ak vypočítame indukované potenciály Φ_1 a Φ_2. Venujme teda pozornosť podmienkam, ktorým musia funkcie Φ_1 a Φ_2 vyhovovať.

Funkcia Φ_1 a Φ_2 musia byť zostrojené tak, aby vyhovovali týmto podmienkam:

1. Funkcia Φ_1 musí byť harmonickou v oblasti D_1, t. j. musí v tejto oblasti vyhovovať Laplaceovej rovnici

(a) $$\Delta\Phi_1 = 0.$$

2. Funkcia Φ_2 musí byť harmonická v oblasti D_2, t. j. musí byť

(b) $$\Delta\Phi_2 = 0.$$

3. V nekonečnu musí funkcia Φ_2 konvergovať k nule, t. j.

(c) $$\text{pre } r \to \infty \text{ musí byť } \Phi_2 \to 0.$$

Presnejšie: Funkcia Φ_2 musí s rastúcim r klesať aspoň tak rýchle ako potenciál dipólu, t. j. aspoň ako $1/r^2$. Ďalšie podmienky, ktorým funkcie Φ_1 a Φ_2 musia vyhovovať, sú podmienky o k r a j o v é:

4. Na ploche S, oddeľujúcej od seba oblasti D_1 a D_2, musí platiť

(d) $$(\Phi_1) = (\Phi_2).$$

Okrúhle zátvorky tu značia, že funkcie Φ_1 a Φ_2 treba uvažovať na ploche S.

5. Ďalšiu okrajovú podmienku formulujeme napred pre v ý s l e d n é potenciály φ_1 a φ_2. Podmienka znie

$$\mu_1 \left(\frac{\partial\varphi_1}{\partial n}\right) = \mu_2 \left(\frac{\partial\varphi_2}{\partial n}\right).$$

Fyzikálne to značí, že normálna zložka vektoru magnetickej indukcie pri prechode cez plochu S sa mení spojite. Výrazy $\frac{\partial\varphi_1}{\partial n}$ a $\frac{\partial\varphi_2}{\partial n}$ značia derivácie funkcií φ_1 a φ_2 v smere vonkajšej normály k ploche S. Výraz $\frac{\partial\varphi_1}{\partial n}$, resp. $\frac{\partial\varphi_2}{\partial n}$

existuje v ľubovoľnom bode M v oblasti D_1, resp. D_2. Výrazy v okrúhlych zátvorkách, napr. výraz $\left(\frac{\partial \varphi_2}{\partial n}\right)$ treba rozumieť ako limitu výrazu $\frac{\partial \varphi_2}{\partial n}$, ak bod M sa po normále neobmedzene približuje k ploche S. Použijúc rovnice (1) a (2), vylúčime z poslednej okrajovej podmienky výsledné potenciály φ_1 a φ_2 a dostaneme tak okrajovú podmienku pre potenciály indukované:

$$\text{(e)} \qquad \mu_2\left(\frac{\partial \Phi_2}{\partial n}\right) - \mu_1\left(\frac{\partial \Phi_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right).$$

Keďže primárny potenciál φ_0 je daný, považujeme pravú stranu rovnice za známu funkciu polohy na ploche S. Podľa predpokladu φ_0 je harmonická funkcia, musí preto platiť

$$\text{(3)} \qquad \iint_S \frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\, \mathrm{d}S = 0.$$

Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 musia teda vyhovovať piatim podmienkam (a) až (e). Odôvodnenie týchto podmienok nájdeme v učebniciach teoretickej fyziky; uvádza ich napr. S t r a t t o n a i.

Zásadnej dôležitosti je poznatok, že podmienkami (a) až (e) sú indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 určené j e d n o z n a č n e. Dôkaz uvádza napr. S t r a t t o n a i.

Podmienky (a) až (e) môžeme teda považovať za matematickú formuláciu priamej úlohy magnetického prieskumu. Kladieme si za úlohu vypočítať z uvedených podmienok neznáme funkcie Φ_1 a Φ_2. Tejto otázke je venovaná nasledujúca časť tejto práce.

Ak indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 budú známe, potom už ľahko dostaneme z rovníc (1) a (2) výsledné potenciály φ_1 a φ_2.

2. Metóda na riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu

V 1. časti bolo ukázané, že priama úloha magnetického prieskumu vedie k riešeniu parciálnych diferenciálnych rovníc o dvoch neznámych funkciách s okrajovými podmienkami. Celý systém rovníc znie takto:

$$\text{(a)} \qquad \Delta \Phi_1 = 0 \text{ v oblasti } D_1,$$

$$\text{(b)} \qquad \Delta \Phi_2 = 0 \text{ v oblasti } D_2,$$

$$\text{(c)} \qquad \text{pre } r \to \infty \text{ je } \Phi_2 \to 0,$$

$$\text{(d)} \qquad (\Phi_1) = (\Phi_2),$$

$$\text{(e)} \qquad \mu_2\left(\frac{\partial \Phi_2}{\partial n}\right) - \mu_1\left(\frac{\partial \Phi_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right).$$

Výklad metódy na riešenie uvedeného systému je predmetom tejto kapitoly.

Napred však niekoľko stručných poznámok.

Táto matematická formulácia priamej úlohy magnetického prieskumu nie je v geomagnetickej literatúre (Janovskij, Logačev, Haalck, Heiland) obvyklá. Vysvetľuje sa to medzi iným aj okolnosťou, že sme si vytýčili cieľ riešiť úlohu bez akéhokoľvek predchádzajúceho predpokladu o veľkosti a smere induktívnej magnetizácie, zatiaľ čo v citovaných dielach priama úloha magnetického prieskumu redukuje sa spravidla na výpočet potenciálu homogénne magnetizovaného telesa. Prirodzene, má to ten dôsledok, že metodika, obvyklá v geomagnetickej literatúre, nie je vhodným nástrojom na riešenie našej úlohy.

Napriek tomu často sa vyskytuje naša úloha v učebniciach teoretickej fyziky, a to nielen v príslušných kapitolách o magnetostatickom poli, ale aj v statiach o elektrostatickom poli. Totiž, príslušná úloha elektrostatická (dielektrikum v elektrostatickom poli) sa po formálne matematickej stránke rieši analogicky ako naša magnetostatická úloha. V literatúre sa najčastejšie uvádza riešenie pre guľu v homogénnom poli; tento príklad rieši Becker, Joos, Nejman-Kalantarov, Sommerfeld a Tichonov-Samarskij. Postup pri riešení je taký, že hľadané funkcie Φ_1 a Φ_2 sa pokusne navrhnú priamo alebo prostredníctvom predpokladu o magnetizácii (resp. o dielektrickej polarizácii) gule. Celý výpočet sa v ďalšom redukuje na skúmanie otázky, či navrhnuté funkcie Φ_1 a Φ_2 vyhovujú podmienkam (a) až (e).

Po týchto informatívnych poznámkach prikročme k metodickému riešeniu systému rovníc (a) až (e). K výpočtu neznámych funkcií Φ_1 a Φ_2 zo systému rovníc (a) až (e) zavedieme účelne dve pomocné funkcie V_1 a V_2.

Funkciu V_1 definujeme takto: nech V_1 je funkcia harmonická v oblasti D_1 a nech na ploche S, ohraničujúcej oblasť D_1 vyhovuje okrajovej podmienke

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{4}$$

Nájsť funkciu takto definovanú značí riešiť vnútornú úlohu Neumannovu. Nevyhnutnou a dostačujúcou podmienkou k existencii riešenia je, aby funkcia $\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}$ spĺňala vzťah

$$\iint_S \frac{\partial \varphi_0}{\partial n} \mathrm{d}S = 0$$

(Sobolev). Podľa rovnice (3) táto podmienka je splnená. Ďalej: riešenie vnútornej úlohy Neumannovej je jednoznačné okrem ľubovoľnej aditívnej

konštanty (S o b o l e v). Predpokladajme teda v ďalšom, že funkcia V_1 je známa (okrem aditívnej konštanty). Definujme teraz funkciu V_2: funkcia V_2 nech je harmonická v oblasti D_2 a nech na hranici S oblasti D_2 spĺňa okrajovú podmienku

$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right), \tag{5}$$

ďalej v bode nekonečne vzdialenom, t. j. pre $r \to \infty$ nech je $V_2 \to 0$.

Nájsť takto definovanú funkciu V_2 znamená riešiť v o n k a j š i u ú l o h u N e u m a n n n o v u. Úloha má jednoznačné riešenie (S o b o l e v). Ak pre danú plochu S a funkciu φ_0 vieme vonkajšiu Neumannovu úlohu riešiť, môžeme funkciu V_2 považovať za známu.

Sledujeme teraz otázku, ako funkcie V_1 a V_2 súvisia so systémom rovníc (a) až (e), ktorý máme riešiť.

Násobme za tým účelom rovnicu (4) súčinom $\mu_1 C_1$ a rovnicu (5) súčinom $\mu_2 C_2$, kde C_1, C_2 sú ľubovoľné konštanty, odlišné od nuly. Dostaneme

$$\mu_1 C_1\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = \mu_1 C_1(\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right), \tag{6}$$

$$\mu_2 C_2\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = \mu_2 C_2\,(\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{7}$$

Odčítaním rovnice (6) od rovnice (7) dostávame

$$\mu_2 C_2\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) - \mu_1 C_1\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = (\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1)\,(\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{8}$$

Nech je

$$\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1 \neq 0,$$

potom rovnicu (8) môžeme týmto výrazom deliť a máme

$$\frac{\mu_2 C_2}{\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1}\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) - \frac{\mu_1 C_1}{\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1}\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{9}$$

Kvôli zjednodušeniu položme

$$\frac{C_1}{\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1} = A, \tag{10}$$

$$\frac{C_2}{\mu_2 C_2 - \mu_1 C_1} = B. \tag{11}$$

Ľahko nahliadneme, že takto zavedené konštanty nie sú od seba nezávislé násobme rovnicu (10) konštantou μ_1, rovnicu (11) konštantou μ_2 a odčítajme od jednej rovnice druhú. Dostávame

$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1. \tag{12}$$

Vráťme sa však k rovnici (9) a zaveďme do nej konštanty A, B podľa rovníc (10) a (11). Dostávame

$$\mu_2 B\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) - \mu_1 A\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{13}$$

Konštanty A, B môžeme dať pod znak derivácie:

$$\mu_2\left[\frac{\partial}{\partial n}(BV_2)\right] - \mu_1\left[\frac{\partial}{\partial n}(AV_1)\right] = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{14}$$

Hranaté zátvorky na ľavej strane rovnice značia to isté, čo doteraz podľa dohody značili zátvorky okrúhle, t. j. výrazy $\frac{\partial}{\partial n}(BV_2)$ a $\frac{\partial}{\partial n}(AV_1)$ treba uvažovať na ploche S.

Porovnajme rovnicu (14) s okrajovou podmienkou (e) riešeného systému rovníc:

$$\mu_2\left(\frac{\partial \Phi_2}{\partial n}\right) - \mu_1\left(\frac{\partial \Phi_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2)\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right). \tag{e}$$

Vidíme, že rovnici (e) budú vyhovovať funkcie

$$\Phi_1 = AV_1, \tag{15}$$

$$\Phi_2 = BV_2, \tag{16}$$

pričom veličiny A, B spĺňajú rovnicu (12). O tom, že funkcie AV_1 a BV_2 pri súčasnom splnení rovnice (12) sú skutočne riešeniami rovnice (e), presvedčíme sa ľahko bezprostredným dosadením. Ide však v ďalšom o to, či nájdené riešenia (15) a (16) budú vyhovovať aj ostatným štyrom rovniciam systému, t. j. rovniciam (a), (b), (c), (d).

Funkcia V_1 je podľa svojej definície harmonická v oblasti D_1; riešenie (15) vyhovuje preto rovnici (a) pre všetky ohraničené A.

Funkcia V_2 v zmysle svojej definície je harmonická v oblasti D_2 a v nekonečne sa neobmedzene blíži k nule; riešenie (16) vyhovuje preto rovniciam (b), (c) pre všetky ohraničené B.

Ďalej, ak majú riešenia (15) a (16) vyhovieť podmienke (d), musí platiť

$$A(V_1) = B(V_2). \tag{17}$$

Podmienky, za ktorých možno tejto rovnici vyhovieť, vyžadujú podrobnejší rozbor a bude sa o nich hovoriť v 3. časti.

Za predpokladu, že funkcie V_1 a V_2 sú také, že rovnici (17) možno vyhovieť, poskytuje rovnica (17) spolu s rovnicou (12) sústavu dvoch rovníc pre výpočet neznámych A, B. Ak sústava rovníc (12) a (17), t. j.

$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1,$$
$$A(V_1) = B(V_2),$$

má vzhľadom k neznámym A, B jednoznačné riešenie, potom indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 sú rovnicami (15) a (16) jednoznačne určené; tým bude naša úloha riešená.

Pri riešení priamej úlohy magnetického prieskumu za spomenutých predpokladov vyplýva z uvedeného tento postup: Pre danú plochu S a potenciál φ_0 primárneho poľa formulujeme rovnicami (4) a (5) vnútornú a vonkajšiu Neumannovu úlohu. Ich riešením dostaneme funkcie V_1 a V_2. Konštanty A a B vypočítame z rovníc (12) a (17). Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 sú potom dané rovnicami (15) a (16). Výsledné potenciály φ_1 a φ_2 počítame z rovníc (1) a (2).

Pre ilustráciu vyloženej metódy riešme tieto jednoduché príklady: guľa v homogénnom poli a guľa v poli magnetického dipólu.

Guľa v homogénnom poli. Úloha sa formuluje takto: V homogénnom izotropnom prostredí s permeabilitou μ_2 nech existuje homogénne magnetostatické pole o intenzite T_0. Do tohto poľa vložíme guľu s polomerom a o permeabilite μ_1. Má sa vypočítať výsledný potenciál φ_1 vo vnútri gule a výsledný potenciál φ_2 mimo gule. Súradnicový systém volíme tak, aby jeho počiatok bol v strede gule a aby os z mala smer intenzity T_0 primármeho poľa. Jeho potenciál je potom $\varphi_0 = -T_0 z$. Zavedieme sférické súradnice

$$x = r \sin \Theta \cos \varphi,$$
$$y = r \sin \Theta \sin \varphi,$$
$$z = r \cos \Theta.$$

Okrajové podmienky (4) a (5) pre Neumannove úlohy budú

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = -(\mu_1 - \mu_2) T_0 \cos \Theta,$$
$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = -(\mu_1 - \mu_2) T_0 \cos \Theta.$$

Riešenie Neumannových úloh (Smirnov III, časť 2) je

$$V_1 = -(\mu_1 - \mu_2) T_0 r \cos \Theta + C,$$
$$V = \frac{1}{2}(\mu_1 - \mu_2) T_0 a^3 \frac{\cos \Theta}{r^2},$$

kde C je ľubovoľná konštanta. Na povrchu S gule (t. j. pre $r = a$) funkcie V_1 a V_2 budú

$$(V_1) = -(\mu_1 - \mu_2) T_0 a \cos \Theta + C,$$
$$(V_2) = \frac{1}{2}(\mu_1 - \mu_2) T_0 a \cos \Theta.$$

Sústava rovníc (12) a (17) pre výpočet konštánt A, B znie

$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1,$$

$$A[-(\mu_1 - \mu_2) T_0 a \cos \Theta + C] = B \frac{1}{2} (\mu_1 - \mu_2) T_0 a \cos \Theta.$$

Posledná rovnica bude splnená pre všetky Θ vtedy a len vtedy, ak bude

$$C = 0.$$

Riešenie sústavy je

$$A = -\frac{1}{\mu_1 + 2\mu_2},$$

$$B = \frac{2}{\mu_1 + 2\mu_2}.$$

Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 sú podľa (15) a (16)

$$\Phi_1 = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_1 + 2\mu_2} T_0 r \cos \Theta,$$

$$\Phi_2 = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_1 + 2\mu_2} T_0 a^3 \frac{\cos \Theta}{r^2}.$$

Výsledné potenciály φ_1 a φ_2 počítame z rovníc (1) a (2).

Riešme teraz druhý príklad.

Guľa v poli magnetického dipólu. Úloha znie takto: V homogénnom izotropnom prostredí o permeabilite μ_2 nech sa nachádza dipól o magnetickom momente M. Do poľa tohto dipólu vložíme guľu s polomerom a o permeabilite μ_1 tak, aby stred gule ležal na predĺžení magnetickej osi dipólu, pričom dipól ostane v priestore mimo gule. Má sa vypočítať výsledný potenciál v guli a mimo nej.

Súradnicový systém volíme tak, aby jeho počiatok splýval so stredom gule a dipól ležal na kladnej časti osi z. Vzdialenosť stredu dipólu od stredu gule je $b > a$. Dipól nech je orientovaný tak, že jeho moment M ako vektor je súhlasne rovnobežný s kladným zmyslom osi z. Potenciál magnetického dipólu v prostredí o permeabilite μ_2 je

$$\varphi_0 = \frac{1}{\mu_2} \frac{M \cos \alpha}{R^2},$$

kde R je sprievodič všeobecného bodu P priestoru s počiatkom v strede dipólu, α je uhol zovretý sprievodičom R s kladným zmyslom osi z. K formulácii a k riešeniu Neumannových úloh urobíme tieto prípravné úkony (Smirnov III, časť 2): Zavedieme systém sférických súradníc (r, Θ, φ) s počiatkom

v strede gule; vyjadríme v nich potenciál φ_0 dipólu a rozvinieme ho v rad podľa guľových funkcií. V sférických súradniciach je

$$\varphi_0 = \frac{1}{\mu_2} M \frac{r \cos \Theta - b}{(r^2 - 2br \cos \Theta + b^2)^{3/2}}.$$

Parciálnou deriváciou vytvárajúcej funkcie Légendreových polynómov podľa b dostávame ihneď rozvoj φ_0 podľa guľových funkcií:

$$\varphi_0 = -\frac{M}{\mu_2} \sum_{n=0}^{\infty} (n+1) \frac{r^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}}.$$

Za predpokladu rovnomernej konvergencie môžeme rad derivovať po členoch a dostávame

$$\frac{\partial \varphi_0}{\partial n} = \frac{\partial \varphi_0}{\partial r} = -\frac{M}{\mu_2} \sum_{n=0}^{\infty} n(n+1) \frac{r^{n-1} P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}}.$$

Ako vidno, sumáciu možno brať od $n = 1$; na ploche guľovej ($r = a$) je

$$\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right) = -\frac{M}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} n(n+1) \frac{a^{n-1} P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}}.$$

Okrajové podmienky pre vnútornú (4) a vonkajšiu (5) Neumannovu úlohu sú

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = -\frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} n(n+1) \frac{a^{n-1} P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}},$$

$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = -\frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} n(n+1) \frac{a^{n-1} P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}}.$$

Riešenie vnútornej Neumannovej úlohy je

$$V_1 = -\frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} (n+1) \frac{r^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}} + C,$$

kde C je ľubovoľná aditívna konštanta.

Riešenie vonkajšej Neumannovej úlohy je

$$V_2 = \frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} n \frac{a^{2n+1}}{b^{n+2}} \frac{P_n(\cos \Theta)}{r^{n+1}}.$$

Rovnice (12) a (17) pre výpočet hodnôt A, B sú:

$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1,$$

$$- A \frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} (n+1) \frac{a^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}} + AC =$$

$$= B \frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} n \frac{a^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}}.$$

Na obidvoch stranách poslednej rovnice pod sumačnými znakmi chýbajú Légendreove polynómy nultého stupňa, t. j. konštanty. Z toho plynie

$$C = 0.$$

Rovnicu potom možno písať v tvare

$$\sum_{n=1}^{\infty} [Bn + A(n+1)] \frac{a^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}} = 0.$$

Z toho plynie

$$Bn + A(n+1) = 0.$$

Hodnoty A, B sú teda

$$A = - \frac{n}{n\mu_1 + (n+1)\mu_2}, \quad B = \frac{n+1}{n\mu_1 + (n+1)\mu_2}.$$

Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 podľa rovníc (15) a (16) sú vo vnútri gule:

$$\Phi_1 = \frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)}{n\mu_1 + (n+1)\mu_2} \frac{r^n P_n(\cos \Theta)}{b^{n+2}},$$

mimo gule:

$$\Phi_2 = \frac{M(\mu_1 - \mu_2)}{\mu_2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)}{n\mu_1 + (n+1)\mu_2} \frac{a^{2n+1}}{b^{n+2}} \frac{P_n(\cos \Theta)}{r^{n+1}}.$$

Výsledné potenciály φ_1 a φ_2 možno vypočítať z rovníc (1) a (2).

Prvý z riešených príkladov možno nazvať najjednoduchším prípadom priamej úlohy magnetického prieskumu; druhý príklad svojou všeobecnosťou (čo do primárneho poľa) presahuje obvyklý rámec priamej úlohy magnetického prieskumu a bol tu uvedený, aby sa na ňom demonštrovala všeobecnosť vyloženej metódy.

V súvislosti s tým treba podotknúť, že riešený systém rovníc (a) až (e) možno považovať za matematickú formuláciu nielen našej úlohy magneto-

statickej, ale i analogických úloh, týkajúcich sa polí elektrostatických a stacionárnych prúdových polí elektrických. Stačí totiž pripísať za tým cieľom konštantám μ_1 a μ_2 iný fyzikálny význam, napr. význam dielektrických konštánt, resp. elektrických vodivostí. Na vyloženej metodike sa tým nič nemení, a pokiaľ je vhodná pre riešenie magnetostatických úloh, možno ju použiť i na riešenie analogických úloh, týkajúcich sa spomenutých fyzikálnych polí. Záverom treba pripomenúť, že v záujme ucelenosti výkladu boli opomenuté v tejto kapitole niektoré spresnenia a dôkazy; budú podané v nasledujúcej 3. časti.

3. Doplňujúce poznámky k 1. a 2. časti

Predmetom tejto časti budú niektoré spresnenia, ktorým v 1. a 2. časti sme nevenovali náležitú pozornosť. Tieto doplnky sa budú týkať prevažne plochy S, ohraničujúcej oblasť D_1.

O ploche S bol v 1. časti urobený len predbežný všeobecný predpoklad v tom zmysle, aby plocha S bola uzavretá a pritom aby mali zmysel všetky vykonané matematické operácie, súvisiace s plochou S. Takýto postup mal prirodzene za následok, že pri ďalšom výklade podmienky, kladené na plochu S, neboli formulované v ý s l o v n e, ale ich splnenie sa m l č k y predpokladalo.

Kladieme si teda otázku, aké predpoklady o ploche S boli v 1. a 2. časti mlčky učinené.

Čo sa týka odvodenia systému rovníc (a) až (e), ako i dôkazu o jednoznačnosti jeho riešenia, odvolali sme sa na dielo S t r a t t o n a (Electromagnetic Theory). Tu sa uvažujú tzv. „regulárne" plochy; o ich definícii čítame na str. 4 tohto diela toto:

„Regulárny element čiary je vyjadrený v parametrickom tvare rovnicami $x = x(t)$, $y = y(t)$, $z = z(t)$ tak, že x, y, z v intervale $a \leqq t \leqq b$ sú spojité jednoznačné funkcie parametra t so spojitými deriváciami všetkých radov, ak nebude povedané ináč. Regulárna krivka pozostáva z konečného počtu takýchto čiar, z ktorých koniec jednej koinciduje so začiatkom druhej, ale tak, aby krivka samu seba nepretínala. Regulárna krivka teda nemá dvojné body a je po čiastkach schopná derivovania. Element r e g u l á r n e j plochy je časť plochy, ktorej projekcia na vhodne orientovanú rovinu tvorí oblasť, ohraničenú regulárnou uzavretou krivkou. Z toho plynie, že táto samu seba nepretína."

Teda v 1. časti sme mlčky predpokladali, že plocha S je „regulárna" v citovanom zmysle.

V 2. časti sme zaviedli pomocné funkcie V_1 a V_2 ako riešenia príslušných

Neumannových úloh. Čo sa týka dôkazu o jednoznačnosti ich riešenia, odvolali sme sa na S o b o l e v a (Uravnineja matematičeskoj fiziki). Dôkaz je platný pre plochy Ljapunovova. O nich na str. 208 cit. diela čítame:

„Plochu S budeme nazývať hladkou v zmysle Ljapunovovom, alebo jednoducho Ljapunovovou, ak budú splnené tieto podmienky:

a) Plocha S má všade dotykovú rovinu.

b) Okolo každého bodu P_0 plochy S možno opísať polomerom h, nezávislým od P_0, guľu, vo vnútri ktorej sa nachádza z plochy S len jej časť Σ, ktorú pretínajú rovnobežky k normále $\overline{n}_0$ v bode P_0 nie viac ako jeden ráz.

c) Ak P_1 a P_2 sú dva body plochy a ak $\overline{n}_1$ a $\overline{n}_2$ sú jednotkové vektory v smere vonkajšej normály k ploche S v týchto bodoch, potom vektor $\overline{n}_1 - \overline{n}_2$ vyhovuje nerovnosti

$$|\overline{n}_1 - \overline{n}_2| \leqq A_\delta,$$

kde A a δ sú konštantné čísla; $0 < \delta \leqq 1$, r značí vzdialenosť medzi bodmi P_1 a P_2.

d) Priestorový uhol ω_σ, pod ktorým vidieť ľubovoľnú časť δ plochy S z ľubovoľného bodu P_0, je ohraničený:

$$|\omega_\sigma| \leqq K.$$

Odvolávajúc sa teda na S o b o l e v o m uvádzaný dôkaz jednoznačnosti riešenia Neumannových úloh, učinili sme mlčky vyššie uvedené predpoklady o ploche S. Naša plocha S musí preto vyhovovať i Ljapunovovým podmienkam.

Pohovorme teraz o predpokladoch, ktoré boli v 2. časti výslovne učinené. Predpokladali sme, že funkcie V_1 a V_2 sú také, že vyhovujú na ploche S rovnici (17), t. j. rovnici

$$A(V_1) = B(V_2),$$

kde A, B sú konštanty. V tejto súvislosti rozhodujúci význam bude mať tvar funkcií V_1 a V_2. Keďže tieto dostávame ako riešenia vnútornej a vonkajšej úlohy Neumannovej, naznačme stručne, ako sa tieto úlohy spravidla riešia. Postup pri riešení Neumannových úloh je spravidla tento:

Namiesto pravouhlých karteziánskych súradníc x, y, z zavedieme krivočiare ortogonálne súradnice q_1, q_2, q_3 tak, aby jedna krivočiara súradnica, napr. q_3, bola na ploche S konštantná. Vzťah medzi karteziánskymi a krivočiarymi súradnicami nech udávajú rovnice

$$x = x(q_1, q_2, q_3); \quad y = y(q_1, q_2, q_3); \quad z = z(q_1, q_2, q_3) \tag{18}$$

alebo

$$q_1 = q_1(x, y, z); \quad q_2 = q_2(x, y, z); \quad q_3 = q_3(x, y, z). \tag{19}$$

Výhoda týchto súradníc pri riešení Neumannových úloh spočíva okrem iného v tom, že okrajové podmienky (4) a (5) dostanú veľmi jednoduchý tvar.

Funkcie V_1 a V_2 majú byť harmonické; napíšeme preto v zavedených krivočiarych ortogonálnych súradniciach Laplaceovu rovnicu. Táto znie

$$\frac{\partial}{\partial q_1}\left(\frac{H_2H_3}{H_1}\frac{\partial V}{\partial q_1}\right)+\frac{\partial}{\partial q_2}\left(\frac{H_3H_1}{H_2}\frac{\partial V}{\partial q_2}\right)+\frac{\partial}{\partial q_3}\left(\frac{H_1H_2}{H_3}\frac{\partial V}{\partial q_3}\right)=0. \tag{20}$$

kde H_1, H_2, H_3 sú Lamého koeficienty. Rovnicu riešime Fourierovou metódou, t. j. hľadáme jej riešenia v tvare súčinu troch funkcií, z ktorých každá závisí len od jednej premennej:

$$V = E(q_1)\,F(q_2)\,G(q_3). \tag{21}$$

Z Laplaceovej rovnice (20) dostávame Fourierovou metódou tri obyčajné diferenciálne rovnice druhého rádu, z ktorých nájdeme funkcie $E(q_1)$, $F(q_2)$, $G(q_3)$. Tieto funkcie obsahujú jednak ľubovoľné multiplikatívne konštanty, pochádzajúce z integrácie obyčajných diferenciálnych rovníc a jednak parametre, pochádzajúce zo separácie premenných Fourierovou metódou; napokon ich hodnoty určíme z okrajových podmienok, predpísaných Neumannovými úlohami (vnútornou alebo vonkajšou).

Poznámka: V príkladoch, vyriešených v 2. časti sme písali riešenia Neumannových úloh pre guľu ihneď bez odvodenia s poukazom na literatúru. Možno sa však ľahko presvedčiť, že k uvedeným riešeniam možno dospieť postupom tu práve opísaným.

Za predpokladu, že vnútornú i vonkajšiu úlohu Neumannovu možno riešiť vyššie opísaným spôsobom, funkcie V_1 a V_2 vykazujú určitú formálnu príbuznosť, ktorá je s ohľadom na rovnicu (17) veľmi vhodná a na ktorú hneď poukážeme.

Podľa predpokladu je

$$V_1 = E(q_1)\,F(q_2)\,G(q_3) + C \tag{22}$$

$$V_2 = P(q)_1\,Q(q_2)\,R(q_3) \tag{23}$$

a okrem toho na základe rovníc (4) a (5) platí identita

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = \left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right), \tag{24}$$

ktorú možno písať v tvare

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial q_3}\right) = \left(\frac{\partial V_2}{\partial q_3}\right). \tag{25}$$

Z rovníc (22), (23), (25) dostávame pri $q_3 = k$ (t. j. na ploche S)

$$E(q_1)\,F(q_2)\,G'(q_3) = P(q_1)\,Q(q_2)\,R'(q_3), \tag{26}$$

z čoho

$$\frac{E(q_1)}{P(q_1)} = \frac{R'(k)}{G'(k)}\,\frac{Q(q_2)}{F(q_2)} = C = \text{konšt.}, \tag{27}$$

pretože ľavá strana rovnice je funkciou len q_1 a pravá funkciou len q_2.

Z rovnice (27) vychádza

$$P(q_1) = \frac{1}{C}\,E(q_1), \tag{28}$$

$$Q(q_2) = C\,\frac{G'(k)}{R'(k)}\,F(q_2), \tag{29}$$

a preto v dôsledku rovnice (23) je

$$V_2 = \frac{1}{C}\,E(q_1)\,C\,\frac{G'(k)}{R'(k)}\,F(q_2)\,R(q_3) = E(q_1)\,F(q_2)\,H(q_3), \tag{30}$$

kde

$$H(q_3) = \frac{G'(k)}{R'(k)}\,R(q_3). \tag{31}$$

Ak porovnáme funkciu V_2 s funkciou V_1, vidíme, že vykazujú istú formálnu príbuznosť v tom zmysle, že navzájom sa líšia len v súčiniteli, obsahujúcom funkciu premennej q_3. Táto okolnosť bude mať rozhodujúci význam pri úvahách o rovnici (17).

Analogicky možno ukázať správnosť takéhoto tvrdenia: ak možno riešiť *obidve* Neumannove úlohy spôsobom vyššie opísaným a ak funkciu V_1 dostaneme v tvare

$$V_1 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\,F_n(q_2)\,G_n(q_3) + C, \tag{32}$$

potom funkcia V_2 musí mať tvar

$$V_2 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\,F_n(q_2)\,H_n(q_3). \tag{33}$$

Pritom N je celé číslo, ohraničené alebo neohraničené; v tomto prípade nekonečné rady (32) a (33) považujeme za rovnomerne konvergentné. Po týchto prípravných úvahách o tvare funkcií V_1 a V_2 môžeme už poukázať na niektoré prípady, v ktorých možno rovnici (17) vyhovieť.

Ako je známe z 2. časti rovnice (17) a (12)

$$A(V_1) = B(V_2)$$
$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1$$

slúžia pre výpočet konštánt A, B, potrebných na vyjadrenie indukovaných potenciálov Φ_1 a Φ_2 rovnicami (15) a (16).

Teraz ukážeme, že rovnici (17) možno vyhovieť, ak funkcie V_1 a V_2 majú tvar udaný rovnicami (22) a (30).

Na ploche S, kde je $q_3 = k$, funkcie V_1 a V_2 budú

$$(V_1) = E(q_1)\, F(q_2)\, G(k) + C, \tag{34}$$

$$(V_2) = E(q_1)\, F(q_2)\, H(k). \tag{35}$$

Rovnice (17) budú znieť

$$A \,.\, E(q_1)\, F(q_2)\, G(k) + AC = B \,.\, E(q_1)\, F(q_2)\, H(k). \tag{36}$$

Odtiaľ plynie $C = 0$ a po vykrátení dostávame

$$A \,.\, G(k) = B \,.\, H(k). \tag{37}$$

Keďže výrazy $G(k)$ a $H(k)$ sú konštanty, existujú iste také čísla A, B, ktoré tejto rovnici budú vyhovovať. Ďalej, ak determinant sústavy rovníc (37) a (12) je od nuly odlišný, konštanty A, B sú touto sústavou jednoznačne určené.

Uvažujme teraz funkcie V_1 a V_2 v tvare (32) a (33):

$$V_1 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, G_n(q_3) + C$$

$$V_2 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, H_n(q_3).$$

Vezmime z radov V_1 a V_2 ich n-té členy

$$u_n = E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, G_n(q_3) + C_n, \tag{38}$$

$$v_n = E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, H_n(q_3). \tag{39}$$

Vidíme, že funkcie u_n a v_n majú taký istý tvar ako funkcie V_1 a V_2 v rovniciach (22) a (30), ktoré sme uvažovali vyššie. Platí tu teda ten istý uzáver, ku ktorému sme dospeli vyššie, totiž, že je možné vyhovieť rovnici

$$A(u_n) = B(v_n) \tag{40}$$

a že systém rovníc

(41)
$$AG_n(k) = BH_n(k)$$
$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1$$

určuje jednoznačne čísla A, B, ak determinant sústavy je od nuly odlišný. Pre každé n môžeme napísať sústavu rovníc (41). Dostaneme tak N sústav. Z každej sústavy rovníc dostaneme dvojicu čísel A, B ako jej riešenie. Opatríme preto čísla A, B indexom a sústavu rovníc (41) píšeme pre všetky n v tvare:

(42)
$$A_n G_n(k) = B_n H_n(k)$$
$$\mu_2 B_n - \mu_1 A_n = 1.$$

Ľahko nahliadneme, že indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 budú udané rovnicami

(43)
$$\Phi_1 = \sum_{n=1}^{N} A_n E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, G_n(q_3),$$

(44)
$$\Phi_2 = \sum_{n=1}^{N} B_n E_n(q_1)\, F_n(q_2)\, H_n(q_3).$$

Tieto rovnice predstavujú isté zovšeobecnenie rovníc (15) a (16). Možno sa presvedčiť, že funkcie Φ_1 a Φ_2 vyhovujú všetkým podmienkam, predpísaným v 1. časti systémom rovníc (a) až (e).

Výsledky, ku ktorým sme dospeli v 3. časti, možno zhrnúť takto:

Metóda pre riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu, vyložená v 2. časti, vedie k cieľu, ak sú splnené tieto podmienky:

1. Plocha S, ohraničujúca teleso, je uzavretá a „regulárna".

2. Plocha S vyhovuje Ljapunovovým podmienkam.

3. Funkcie V_1 a V_2 ako riešenia príslušnej vnútornej a vonkajšej úlohy Neumannovej majú tvar, udaný všeobecne

a) alebo rovnicami (22) a (30)

b) alebo rovnicami (32) a (33). V tomto prípade čísla A_n a B_n sú riešením systému (42) a funkcie Φ_1 a Φ_2 počítame z rovníc (43) a (44).

Zároveň treba podotknúť, že vyložená metóda je vhodná pre riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu i pre nekonečne dlhý valec (kruhový, eliptický alebo iného vhodného prierezu), ak obraz primárneho poľa je vo všetkých rovinách, kolmých k osi valca, rovnaký. Potom totiž možno úlohu riešiť ako rovinnú; príkladom nech slúži riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pre nekonečne dlhý eliptický valec, ktoré je predmetom nasledujúcej 4. časti.

4. Riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pre nekonečne dlhý eliptický valec

Nekonečne dlhý eliptický valec o vhodne volenej dĺžke poloosí je pomerne vhodnou geometrickou aproximáciou dostatočne dlhého žilného ložiska. V tejto kapitole podávame riešenie priamej úlohy magnetického prieskumu pre tento prakticky dôležitý prípad. Sledujú sa pritom dva ciele: jedným z nich je demonštrovať aj týmto spôsobom vhodnosť vyloženej metódy, druhým cieľom je poskytnúť podklady pre vypracovanie prakticky upotrebiteľných pomôcok ku kvantitatívnej interpretácii geomagnetických meraní, urobených nad žilnými ložiskami.

Úlohu riešil podľa údajov H. Haalcka [3] Carlheim-Gyllenskiöld v práci A brief account of a magnetic survey of the iron ore field of Kirunavaare, Stockholm 1910. Ďalej riešil úlohu I. M. Bachurin v práci Magnitnoje pole ellipsoidov vraščenija i elliptičeskich cilindrov (Trudy inst. prikl. geofiziki VSNCH SSSR s. 1, 1925, s. 2,1926, s. 3, 1927 a s. 4, 1928); výsledky sú dané v tvare analytických vzorcov, tabuliek a diagramov. Zmienku o tom nachádzame u Logačeva [7].

Citované práce Carlheim-Gyllenskiölda ako i práce Bachurinove ukázali sa pre nás nedostupné a nie sú nám teda známe ani ich výsledky, ani metodika riešenia.

Riešením priamej úlohy magnetického prieskumu pre nekonečne dlhé valce ľubovoľného prierezu zaoberá sa Gamburcev [2]. Počíta sa tu napred gravitačný potenciál a za predpokladu homogénnej magnetizácie nájde sa pomocou Poissonovej teorémy magnetický potenciál. Prípad eliptického valca nie je tu riešený výslovne.

Janovskij [5] podáva riešenie pre špeciálny prípad, keď magnetizácia (homogénna) má smer hlavnej osi elipsy. Riešenie odvodzuje z potenciálu homogénne magnetizovaného elipsoidu.

Hoci v prípade nekonečne dlhého eliptického valca, vloženého do homogénneho primárneho magnetického poľa, je predpoklad homogénnej induktívnej magnetizácie oprávnený, nemôžeme z citovaných prác Gamburceva a Janovského metodicky čerpať, keďže, ako to už v úvode bolo zdôraznené, zdržiavame sa akéhokoľvek (i oprávneného) predpokladu o magnetizácii. Okrem toho naším cieľom je podať riešenie úlohy v jej najvšeobecnejšom znení, t. j. pre ľubovoľný smer primárneho poľa vzhľadom k valcu. Napokon poznamenajme, že úlohu podobnú našej rieši Smythe [12]. Úloha sa týka nekonečne dlhého eliptického valca z dielektrika, vloženého do primárneho homogénneho elektrostatického poľa. Smythe pri riešení používa metódy funkcií komplexnej premennej.

My podáme v tejto kapitole riešenie úlohy metódou vyloženou v 2. časti.

Po týchto informatívnych poznámkach prikročme k samej úlohe. Jej formulácia znie:

V prostredí o permeabilite μ_2 nech existuje homogénne magnetické pole o intenzite E; do tohto poľa vložíme nekonečne dlhý eliptický valec o permeabilite μ_1. Má sa vypočítať výsledný potenciál vo valci i v priestore mimo neho.

Rovina, kolmá k osi valca pretne valcovú plochu v elipse o poloosiach a, b. Umiestime pravouhlý kartézsky súradnicový systém tak, aby jeho stred O bol v strede elipsy, os x mala smer hlavnej osi $2a$, os y smer vedľajšej osi $2b$ elipsy. Os z bude potom splývať s osou valca. Intenzitu E primárneho magnetického poľa rozložíme na dve zložky: na zložku E_z, rovnobežnú s osou valca a na zložku E_0, ležiacu v rovine kolmej k osi valca. Zložka E_z nech má zmysel súhlasný s kladným zmyslom osi z; táto voľba nie je na úkor všeobecnosti. Zložka E_0 nech zviera s kladným zmyslom osi x uhol α, ktorý môže byť ľubovoľný.

Intenzitu primárneho poľa sme rozložili na dve zložky vzhľadom na to, že svoju úlohu hodláme riešiť v dvoch etapách, totiž pre každú zložku zvlášť. Výsledky potom zložíme podľa platných pravidiel.

1. Napred budeme teda riešiť priamu úlohu magnetického prieskumu pre nekonečne dlhý eliptický valec, ak intenzita E_z primárneho magnetického poľa je s osou valca rovnobežná.

Výsledné magnetické pole bude rovnaké vo všetkých rovinách kolmých k osi valca; stačí preto riešiť úlohu v rovine xOy. Pomocné funkcie V_1 a V_2 budú riešeniami príslušných Neumannových úloh v rovine. K ich formulácii vypočítajme najprv výraz $\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right)$, vystupujúci v okrajových podmienkach (4) a (5).

Potenciál φ_0 primárneho poľa je $\varphi_0 = -E_z z$; jeho derivácia v smere normály k elipse (ako i v ľubovoľnom smere, ležiacom v rovine x, y) je $\frac{\partial \varphi_0}{\partial n} = 0$. Podľa definície funkcia V_1 má byť harmonická v rovinnej oblasti, ohraničenej elipsou a na hraniciach tejto oblasti má vyhovovať okrajovej podmienke (4):

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = 0.$$

Z toho ihneď dostávame

$$V_1 = C_1,$$

kde C_1 je ľubovoľná konštanta.

Podobne funkcia V_2 má byť harmonická v rovinnej oblasti, vonkajšej vzhľadom k elipse a na jej obvode má spĺňať podmienku (5)

$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = 0.$$

Z toho vychádza

$$V_2 = C_2,$$

kde C_2 je ľubovoľná konštanta. Poznamenávame, že vo formulácii vonkajšej Neumannovej úlohy v rovine je istý rozdiel v porovnaní s tou istou úlohou v priestore. V prípade trojrozmernom funkcia V_2 v nekonečne má sa neobmedzene blížiť k nule; v prípade rovinnom sa táto podmienka zmierňuje v tom zmysle, že funkcia V_2 v nekonečne má zostať ohraničená (S m i r n o v [11]).

Rovnice (12) a (17) pre výpočet konštánt A, B znejú

$$\mu_2 B - \mu_1 A = 1,$$
$$AC_1 = BC_2.$$

Z toho

$$A = \frac{C_2}{\mu_2 C_1 - \mu_1 C_2} \qquad B = \frac{C_1}{\mu_2 C_1 - \mu_1 C_2}.$$

Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 podľa rovníc (15) a (16) sú

$$\Phi_1 = \frac{C_1 C_2}{\mu_2 C_1 - \mu_1 C_2} \qquad \Phi_2 = \frac{C_1 C_2}{\mu_2 C_1 - \mu_1 C_2}.$$

Stručne

$$\Phi_1 = \Phi_2 = K.$$

Teda indukovaný potenciál vo valci i mimo neho je rovný konštante; z toho plynie, že intezita indukovaného poľa je všade rovná nule. Intenzita výsledného poľa bude teda v každom bode rovná intenzite primárneho poľa.

Poznámka: Tento výsledok, ako sa ľahko presvedčíme, je platný nielen pre valec eliptického, ale i ľubovoľného iného prierezu. Z toho plynie tento záver: ak do homogénneho primárneho magnetického poľa vložíme nekonečne dlhý valec ľubovoľného prierezu tak, aby jeho os mala smer intenzity primárneho poľa, magnetické pole sa tým vôbec nezmení. Prikročme teraz k riešeniu úlohy pre druhú zložku.

2. Riešime priamu úlohu magnetického prieskumu pre nekonečne dlhý eliptický valec, ak intezita E_0 primárneho poľa je k osi valca kolmá.

Magnetické pole bude mať vo všetkých rovinách kolmých k osi valca rovnaký priebeh. Stačí preto nájsť riešenie úlohy v jednej z týchto rovín, napr. v rovine xOy. Priesečník roviny xOy s valcovou plochou je elipsa

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1. \tag{45}$$

K výpočtu funkcií V_1 a V_2 z Neumannových úloh pre elipsu s výhodou zavedieme v rovine xOy krivočiare ortogonálne súradnice ξ a η, tzv. súradnice eliptické:

(46)
$$x = h \cosh \xi \cos \eta,$$
$$y = h \sinh \xi \sin \eta.$$

Súradnica ξ sa mení v intervale $0 \leqq \xi < \infty$. Súradné čiary $\xi =$ konšt. tvoria sústavu konfokálnych elíps s lineárnou excentricitou $h = \sqrt{a^2 - b^2}$. Hodnote $\xi = 0$ pri danom h odpovedá úsečka, spájajúca obidve ohniská. Rastúcim hodnotám súradnice ξ pri konštantnom h budú odpovedať konfokálne elipsy so vzrastajúcou dĺžkou poloosí.

Elipse (45) nech prislúcha eliptická súradnica ξ_0; možno ju vypočítať z rovnice

(47)
$$a = h \cosh \xi_0, \text{ resp. } b = h \sinh \xi_0.$$

Rovnicu (45) elipsy v karteziánskych súradniciach môžeme teda písať tiež

(48)
$$\frac{x^2}{h^2 \cosh^2 \xi_0} + \frac{y^2}{h^2 \sinh^2 \xi_0} = 1.$$

Súradnicové čiary $\eta =$ konšt. tvoria sústavu konfokálnych hyperbol, majúcich spoločné ohniská so sústavou elíps. Hyperbola

(49)
$$\frac{x^2}{c^2} - \frac{y^2}{d^2} = 1$$

patrí do našej sústavy, ak jej lineárna excentricita $\sqrt{c^2 + d^2}$ spĺňa rovnicu

(50)
$$\sqrt{c^2 + d^2} = h.$$

Hyperbole (49) nech odpovedá súradnica η_0. Môžeme ju vypočítať podľa jednej z rovníc

(51)
$$c = h \cos \eta_0 \qquad d = h \sin \eta_0$$

Môžeme teda hyperbolu (49) v karteziánskych súradniciach písať tiež v tvare

(52)
$$\frac{x^2}{h^2 \cos^2 \eta_0} - \frac{y^2}{h^2 \sin^2 \eta_0} = 1.$$

Z tejto rovnice vidno, že jedna a tá istá hyperbola môže byť v eliptických súradniciach daná štyrmi rôznymi hodnotami η z intervalu $(0,2\pi)$. Tak napríklad hyperbola (52) je daná ľubovoľnou zo štyroch súradníc

(53)
$$\eta = \begin{cases} \eta_0 \\ \pi - \eta_0 \\ \pi + \eta_0 \\ 2\pi - \eta_0 \end{cases} \qquad 0 < \eta_0 < \frac{\pi}{2}.$$

Táto okolnosť je dôležitá v nasledujúcej súvislosti: V eliptických súradniciach polohu bodu v rovine udávame dvojicou súradníc (ξ, η). Bod o súradniciach (ξ, η) dostaneme geometricky ako priesečník príslušnej elipsy s príslušnou hyperbolou. Takéto priesečníky sú, pravda, štyri, v každom kvadrante jeden. Z rovníc (46) ľahko nahliadneme, že bod leží v prvom kvadrante, ak je hyperbola udaná napríklad súradnicou $\eta = \eta_0$ kde $0 < \eta_0 < \frac{\pi}{2}$; ďalej, že bod leží v druhom kvadrante, ak je hyperbola udaná napríklad súradnicou $\eta = \pi - \eta_0$ atď. K názornosti nech ešte poslúži aj geometrický význam súradnice η. Z rovníc (51) máme

$$\operatorname{tg} \eta_0 = \frac{d}{c}. \tag{54}$$

Teda η_0 je uhol, ktorý zviera asymptota hyperboly s kladným zmyslom osi x. Rôznym častiam asymptot odpovedajú štyri uhly (53), po jednom z každého kvadrantu.

Záverom podotknime, že hyperbola $\eta = \eta_0$ je identická s hyperbolou $\eta = \eta_0 + 2\pi n$, kde n je celé číslo.

O zavedených eliptických súradniciach hovorí napríklad Mc Lachlan [8].

Funkcie V_1 a V_2 ako riešenia Neumannových úloh majú byť harmonické. Napíšme preto Laplaceovu rovnicu

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} = 0 \tag{55}$$

v eliptických súradniciach (46) a riešme ju.

Laplaceova rovnica v ortogonálnych krivočiarych súradniciach ξ a η znie

$$\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{H_\eta}{H\xi}\frac{\partial V}{\partial \xi}\right) + \frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{H\xi}{H_\eta}\frac{\partial V}{\partial \eta}\right) = 0, \tag{56}$$

kde $H\xi$, H_η sú Lamého koeficienty. K ich výpočtu vyjadrime štvorec dĺžkového elementu ds v eliptických súradniciach:

$$ds^2 = h^2(\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta)\, d\xi^2 + h^2(\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta)\, d\eta^2. \tag{57}$$

Z toho štvorca Lamého koeficientov sú

$$H_\xi^2 = H_\eta^2 = h^2(\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta). \tag{58}$$

Po dosadení do rovnice (56) dostávame Laplaceovu rovnicu v eliptických súradniciach:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial \eta^2} = 0. \tag{59}$$

Fourierovou metódou nachádzame jej základné riešenie

$$V = (Ke^{\xi\lambda} + Le^{-\xi\lambda})\,(M \cos \lambda_\eta + N \sin \lambda_\eta), \tag{60}$$

kde λ je parameter, K, L, M, N sú ľubovoľné konštanty. Vlastné hodnoty parametra λ nájdeme takto: z rovníc (46) ako i z geometrického významu súradnice η vidno, že riešenie (60) musí byť periodickou funkciou súradnice η s periódou 2π, t. j. musí byť

$$V(\xi, \eta) = V(\xi, \eta + 2\pi). \tag{61}$$

Z toho plynie, že parameter λ musí byť celým číslom; vlastné hodnoty parametra λ teda sú

$$\lambda = n, \qquad \text{kde } n = 1, 2, 3, \ldots \tag{62}$$

Záporné hodnoty parametra $\lambda = -1, -2, -3, \ldots$ nebudeme uvažovať, keďže tieto neposkytujú nové riešenia.

Laplaceovej rovnici (59) bude vyhovovať i súčet riešení (60) pre všetky vlastné hodnoty parametra λ.

$$V = \sum_{n=1}^{\infty} (K_n e^{\xi n} + L_n e^{-\xi n})\,(M_n \cos n\eta + N_n \sin n\eta). \tag{63}$$

Exponenciálne funkcie môžeme nahradiť funkciami hyperbolickými a riešenie (63) dostávame v tvare

$$V = \sum_{n=1}^{\infty} (K_n^* \cosh \xi n + L_n^* \sinh \xi n)\,(M_n \cos n\eta + N_n \sin n\eta). \tag{64}$$

Tieto rovnice nám udávajú všeobecný tvar harmonických funkcií v eliptických súradniciach. Funkcie V_1 a V_2 ako riešenia Neumannových úloh budú mať tvar udaný rovnicou (63), resp. (64); neznáme koeficienty K_n, L_n resp. K_n^*, L_n^* a M_n, N_n treba určiť tak, aby sa vyhovelo okrajovým podmienkam (4) a (5). Okrajové podmienky (4) a (5) napíšeme v eliptických súradniciach. Ako predbežnú prípravu vyjadrime napred v eliptických súradniciach deriváciu nejakej funkcie $u(\xi, \eta)$ v smere normály k elipse $\xi = \xi_0$.

Je

$$\frac{\partial u}{\partial n} = \frac{\partial u}{\partial \xi} \sqrt{\left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)^2}\,. \tag{65}$$

Parciálne derivácie $\frac{\partial \xi}{\partial x}$, $\frac{\partial \xi}{\partial y}$ počítame z rovníc (46).

Vychádza

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{\sinh \xi \cos \eta}{h(\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta)}\,; \quad \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{\cosh \xi \sin \eta}{h(\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta)}\,, \tag{66}$$

Z toho

$$\sqrt{\left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)^2} = \frac{1}{h\sqrt{\cosh^2 \xi - \cos^2 \eta}}, \tag{67}$$

Vzhľadom na rovnicu (58) môžeme písať (ak položíme $H_\xi = H_\eta = H$)

$$\frac{\partial u}{\partial n} = \frac{1}{H} \frac{\partial u}{\partial \xi}. \tag{68}$$

Na základe tohto vzťahu vyjadríme deriváciu primárneho potenciálu φ_0 v smere normály k elipse.

Intenzita E_0 primárneho poľa zviera s kladným zmyslom osi x (teda i s hlavnou osou elipsy) uhol α. Primárny potenciál φ_0 v karteziánskych súradniciach teda je

$$\varphi_0 = -E_0 (x \cos \alpha + y \sin \alpha). \tag{69}$$

V eliptických súradniciach máme

$$\varphi_0 = -E_0 h(\cosh \xi \cos \cos \eta \alpha + \sinh \xi \sin \eta \sin \alpha). \tag{70}$$

Derivácia primárneho potenciálu v smere normály k elipse je

$$\frac{\partial \varphi_0}{\partial n} = -\frac{E_0 h}{H} (\sinh \xi \cos \eta \cos \alpha + \cosh \xi \sin \eta \sin \alpha). \tag{71}$$

Výraz $\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}$ na elipse (45), kde je $\xi = \xi_0$, bude vzhľadom k rovniciam (47) znieť takto:

$$\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right) = -\frac{E_0}{H} (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta). \tag{72}$$

Po tejto príprave prikročme k riešeniu Neumannových úloh pre funkcie V_2 a V_1.

Vonkajšia Neumannova úloha znie takto:

Treba nájsť funkciu V_2, harmonickú v oblasti vonkajšej vzhľadom k elipse (45), ohraničenú v nekonečne a vyhovujúcu na obvode elipsy okrajovej podmienke (5), ktorá v našom prípade znie

$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial n}\right) = -(\mu_1 - \mu_2) \frac{E_0}{H} (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta). \tag{73}$$

Vzhľadom na rovnicu (68) okrajovú podmienku možno písať v tvare

$$\left(\frac{\partial V_2}{\partial \xi}\right) = -(\mu_1 - \mu_2) E_0 (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta). \tag{74}$$

Všeobecný tvar hamornických funkcií sme odvodili vyššie; budeme teda funkciu V_2 hľadať v tvare (63). Funkcia V_2 má byť ohraničená v nekonečne,

t. j. pre $\xi \to \infty$; z toho plynie, že koeficient K_n v rovnici (63) musí byť pre všetky n rovný nule:

$$K_n = 0. \tag{75}$$

Položme $L_n M_n = M_n^*$, $L_n N_n = N_n^*$; dostávame

$$V_2 = \sum_{n=1}^{\infty} e^{-\xi n} (M_n^* \cos n\eta + N_n^* \sin n\eta), \tag{76}$$

kde koeficienty M_n^* a N_n^* treba určiť tak, aby sa vyhovelo okrajovej podmienke (74). Za predpokladu rovnomernej konvergencie radu (76) môžeme tento dosadiť do rovnice (74) a dostávame

$$\sum_{n=1}^{\infty} - n e^{-\xi_0 n} (M_n^* \cos n\eta + N_n^* \sin n\eta) = \tag{77}$$

$$= -(\mu_1 - \mu_2) E_0 (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta).$$

Porovnaním dostávame ihneď koeficienty M_n^* a N_n^*:

$$M_1 = \frac{(\mu_1 - \mu_2) E_0 b \cos \alpha}{e^{-\xi_0}} \quad N_1 = \frac{(\mu_1 - \mu_2) E_0 a \sin \alpha}{e^{-\xi_0}}. \tag{78}$$

Funkcia V_2 teda je $M_n^* = N_n^* = 0$ pre všetky $n \leqq 2$.

$$V_2 = \frac{(\mu_1 - \mu_2) E_0}{e^{-\xi_0}} e^{-\xi} (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta). \tag{79}$$

Po úprave dostávame riešenie vonkajšej úlohy Neumannovej v konečnom tvare:

$$V_2 = (\mu_1 - \mu_2) E_0 \frac{\cosh \xi - \sinh \xi}{\cosh \xi_0 - \sinh \xi_0} (b \cos \alpha \cos \eta + a \sin \alpha \sin \eta). \tag{80}$$

Pristúpme teraz k riešeniu vnútornej úlohy Neumannovej. Znie takto: treba nájsť funkciu V_1, harmonickú v oblasti ohraničenej elipsou (45) a vyhovujúcu na obidve elipsy okrajovej podmienke (4)

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial n}\right) = (\mu_1 - \mu_2) \left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right),$$

kde $\left(\frac{\partial \varphi_0}{\partial n}\right)$ je dané rovnicou (72).

Funkciu V_1 by sme mohli nájsť podobným spôsobom, ako sme vyššie našli funkciu V_2. Tento postup, do istej miery zdĺhavý, obídeme, keďže funkciu

V_1 možno ľahko dostať priamo z okrajovej podmienky (4) a môžeme písať ihneď výsledok:

$$V_1 = (\mu_1 - \mu_2)\,\varphi_0 + C, \tag{81}$$

t. j.

$$V_1 = -(\mu_1 - \mu_2)\,E_0 h(\cosh\xi\cos\eta\cos\alpha + \sinh\xi\sin\eta\sin\alpha) + C. \tag{82}$$

Ľahko sa presvedčíme, že funkcia V_1 je harmonická v oblasti ohraničenej elipsou a že vyhovuje predpísanej okrajovej podmienke.

Poznámka: Tento jednoduchý obrat nebolo možné použiť pri hľadaní funkcie V_2, keďže primárny potenciál φ_0 je síce hramonický v oblasti vonkajšej vzhľadom k elipse, ale v nekonečne neobmedzene rastie, čo je v rozpore s požiadavkou, kladenou na funkciu V_2.

Po vyriešení vonkajšej i vnútornej úlohy Neumannovej zaoberajme sa otázkou, či funkcie V_1 a V_2 majú niektorý z tvarov, prerokúvaných v 3. časti. Konštatujeme, že funkcie V_1 a V_2 majú tvar udaný rovnicami (32) a (33), t. j.

$$V_1 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\,F_n(q_2)\,G_n(q_3) + C,$$

$$V_2 = \sum_{n=1}^{N} E_n(q_1)\,F_n(q_2)\,G_n(q_3).$$

Stačí tu totiž položiť

$$q_3 = \xi;\quad q_2 = \eta;\quad E_n(q_1) = 1;\quad N = 2 \tag{83}$$

a dostávame

$$V_1 = F_1(\eta)\,G_1(\xi) + F_2(\eta)\,G_2(\xi) + C, \tag{84}$$

$$V_2 = F_1(\eta)\,H_1(\xi) + F_2(\eta)\,H_2(\xi). \tag{85}$$

Tieto rovnice možno považovať za všeobecné vyjadrenie funkcií V_1 a V_2; porovnaním s rovnicami (80) a (82) ihneď vychádza

$$F_1(\eta) = (\mu_1 - \mu_2)\,E_0\cos\eta;\quad G_1(\xi) = -h\cos\alpha\cosh\xi;$$

$$F_2(\eta) = (\mu_1 - \mu_2)\,E_0\sin\eta;\quad G_2(\xi) = -h\sin\alpha\sinh\xi; \tag{86}$$

$$H_1(\xi) = \frac{\cosh\xi - \sinh\xi}{\cosh\xi_0 - \sinh\xi_0}\,b\cos\alpha;\quad H_2(\xi) = \frac{\cosh\xi - \sinh\xi}{\cosh\xi_0 - \sinh\xi_0}\,a\sin\alpha.$$

Indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 na základe rovníc (43), (44) v našom prípade budú

$$\Phi_1 = A_1F_1(\eta)\,G_1(\xi) + A_2F_2(\eta)\,G_2(\xi), \tag{87}$$

$$\Phi_2 = B_1F_1(\eta)\,H_1(\xi) + B_2F_2(\eta)\,H_2(\xi). \tag{88}$$

Neznáme koeficienty A_n, $B_n (n = 1,2)$ počítame zo sústavy rovníc (42), kde $k = \xi_0$.

(89)
$$\left.\begin{aligned} A_n G_n(\xi_0) &= B_n H_n(\xi_0) \\ \mu_2 B_n - \mu_1 A_n &= 1 \end{aligned}\right\} n = 1,2.$$

Riešením tejto sústavy pre $n = 1$ a $n = 2$ dostávame tieto hodnoty pre koeficienty:

(90)
$$A_1 = -\frac{b}{\mu_1 b + \mu_2 h \cosh \xi_0}; \quad B_1 = -\frac{h \cosh \xi_0}{\mu_1 b + \mu_2 h \cosh \xi_0};$$
$$A_2 = -\frac{a}{\mu_1 a + \mu_2 h \sinh \xi_0}; \quad B_2 = -\frac{h \sinh \xi_0}{\mu_1 a + \mu_2 h \sinh \xi_0}.$$

Výrazy pre koeficienty možno zjednodušiť; z rovnice (47) plynie

(91)
$$\cosh \xi_0 = \frac{a}{h}; \quad \sinh \xi_0 = \frac{b}{h};$$

koeficienty potom sú

(92)
$$A_1 = -\frac{b}{\mu_1 b + \mu_2 a}; \quad B_1 = -\frac{a}{\mu_1 b + \mu_2 a};$$
$$A_2 = -\frac{a}{\mu_1 a + \mu_2 b}; \quad B_2 = -\frac{b}{\mu_1 a + \mu_2 b}.$$

Indukované potenciály (87), (88) na základe rovníc (86), (91) a (92) sú:

(93)
$$\Phi_1 = (\mu_1 - \mu_2) E_0 h \left[\frac{a \sin \alpha}{\mu_1 a + \mu_2 b} \sinh \xi \sin \eta + \frac{b \cos \alpha}{\mu_1 b + \mu_2 a} \cosh \xi \cos \eta\right];$$

(94)
$$\Phi_2 = (\mu_1 - \mu_2) E_0 h \frac{ab}{a - b} (\cosh \xi - \sinh \xi) \left[\frac{\sin \alpha}{\mu_1 a + \mu_2 b} \sin \eta + \right.$$
$$\left. + \frac{\cos \alpha}{\mu_1 b + \mu_2 a} \cos \eta\right].$$

Týmito rovnicami je naša priama úloha magnetického prieskumu pre nekonečne dlhý eliptický valec riešená. Ľahko sa presvedčíme, že vypočítané indukované potenciály Φ_1 a Φ_2 vyhovujú všetkým podmienkam, ktoré postuluje teória potenciálu (t. j. rovniciam (a) až (e) v 1. časti).

Indukovaný potenciál Φ_1 vo vnútri valca v pravouhlých karteziánskych súradniciach x, y je

(95)
$$\Phi_1 = (\mu_1 - \mu_2) E_0 \left[\frac{b \cos \alpha}{\mu_1 b + \mu_2 a} x + \frac{a \sin \alpha}{\mu_1 a + \mu_2 b} y\right].$$

Pole vo vnútri valca je teda homogénne, ale jeho intenzita má smer všeobecne odlišný od smeru intenzity primárneho poľa.

Predmetom praktického záujmu je indukovaný potenciál Φ_2 v oblasti mimo valca, ktorý predstavuje potenciál anomálneho poľa. Jeho intenzitu $\overline{T}$ ako vektor počítame zo vzťahu

$$\overline{T} = -\operatorname{grad} \Phi_2. \tag{96}$$

Pre potreby geomagnetického prieskumu rozkladáme vektor $\overline{T}$ na zložku vertikálnu a horizontálnu, čo nevybočuje z rámca elementárnych výpočtov.

LITERATÚRA

[1] Becker R., 1951: Theorie der Elektrizität I. Leipzig. — [2] Gamburcev G. A., 1928: Beitrag zur Frage der Ursache der Kursker magnetischen und Gravitationsanomalie. Gerlands Beiträge zur Geophysik XIX, 210. — [3] Haalck H., 1927: Die magnetischen Verfahren der angewandten Geophysik. Berlin. — [4] Heiland: Geophysical exploration. — [5] Janovskij B. M., 1953: Zemnoj magnetizm. Moskva. — [6] Joos G., 1950: Lehrbuch der theoretischen Physik. Leipzig. — [7] Logačev A. A., 1951: Kurs magnitorazvedki. Moskva. — [8] Mc Lachlan N. W., 1953: Theory and application of Mathieu functions. Oxford, (rus. preklad) Teorija i priloženija funkcij Matje. Moskva. — [9] Nejman L. R., Kalantarov P. L., 1954: Teoretičeskije osnovy elektrotechniki III. Moskva-Leningrad. — [10] Smirnov V. I., 1951: Kurs vyššej matematiki III, 2. Moskva-Leningrad. — [11] Smirnov V. I., 1951: Kurs vyššej matematiki IV. Moskva-Leningrad. — [12] Smythe W. R., 1954: Static and dynamic Elektricity. New York-Toronto-London, (rus. preklad) Elektrostatika i elektrodinamika. Moskva. — [13] Sobolev S. L., 1954: Uravnenija matematičeskoj fiziki. Moskva. — [14] Sommerfeld A., 1954: Vorlesungen über theoretische Physik VI. Leipzig. — [15] Stratton J. A., 1941: Electromagnetic Theory. Mc Graw-Hill. — [16] Tichonov A. N., Samarskij A. A., 1951: Uravnenija matematičeskoj fiziki. Moskva-Leningrad.

KLEMENT ROSA

BEITRAG ZUR METHODIK DER LÖSUNG DER DIREKTEN AUFGABE DER MAGNETISCHEN UNTERSUCHUNG

Im Einleitungsteil der Arbeit wird die Formulation der direkten Aufgabe der magnetischen Erkundung gegeben und der Grundgedanke der Disertationsarbeit festgesetzt: Eine Methode zur Lösung der direkten Aufgabe der magnetischen Erkundung für verschiedene Körper ohne Benützung einer Voraussetzung über die homogene Magnetisation auszuarbeiten.

Die Arbeit hat vier Teile:

Der erste Teil enthält die mathematische Formulation der direkten Aufgabe. Die Aufgabe wird auf die Lösung eines Systems partieller Differentialgleichungen mit zwei unbekannten Funktionen mit Randbedingungen zurückgeführt. Die unbekannten Funktionen sind die induzierten Potentiale im Körper und im Raume ausser ihm.

Der zweite Teil enthält die eigentliche Erörterung der Methode zur Lösung des vorerwähnten Gleichungssystems. Es werden zwei Hilfsfunktionen als Lösung der inneren und äusseren Neumann'schen Aufgabe für die den gegebenen Körper begrenzende Fläche eingeführt und es zeigt sich, wie diese Funktionen mit den gesuchten induzierten Potentialen zusammenhängen. Die Ausgearbeitete Methode ist mit keiner aprioren Voraussetzung über die Richtung und Grösse der induktiven Magnetisation belastet. Die Erörterung wird mit einigen Beispielen (Kugel im homogenen Feld und Kugel im Felde des Dipols) ergänzt.

Der dritte Teil enthält einige Präzisierungen und Beweise, die der Vollständigkeit wegen in der Erörterung des 2. Teiles absichtlich unterlassen wurden. Es werden einige Bedingungen abgeleitet, unter denen die erwähnte Methode zum Ziel führt.

Der vierte Teil enthält eine Amvendung der erörterten Methode auf die Lösung der direkten Aufgabe der magnetischen Untersuchung für eine unendlich lange elliptische Zylinder bei willkürlicher Richtung des primären Feldes. Man gelangt zu einfachen, für nummerische Berechnungen zweckmässigen Ergebnissen.

6. I. 1957

Anstalt für Erzforschung,
Bratislava

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

GEOLOGICKÉ PRÁCE

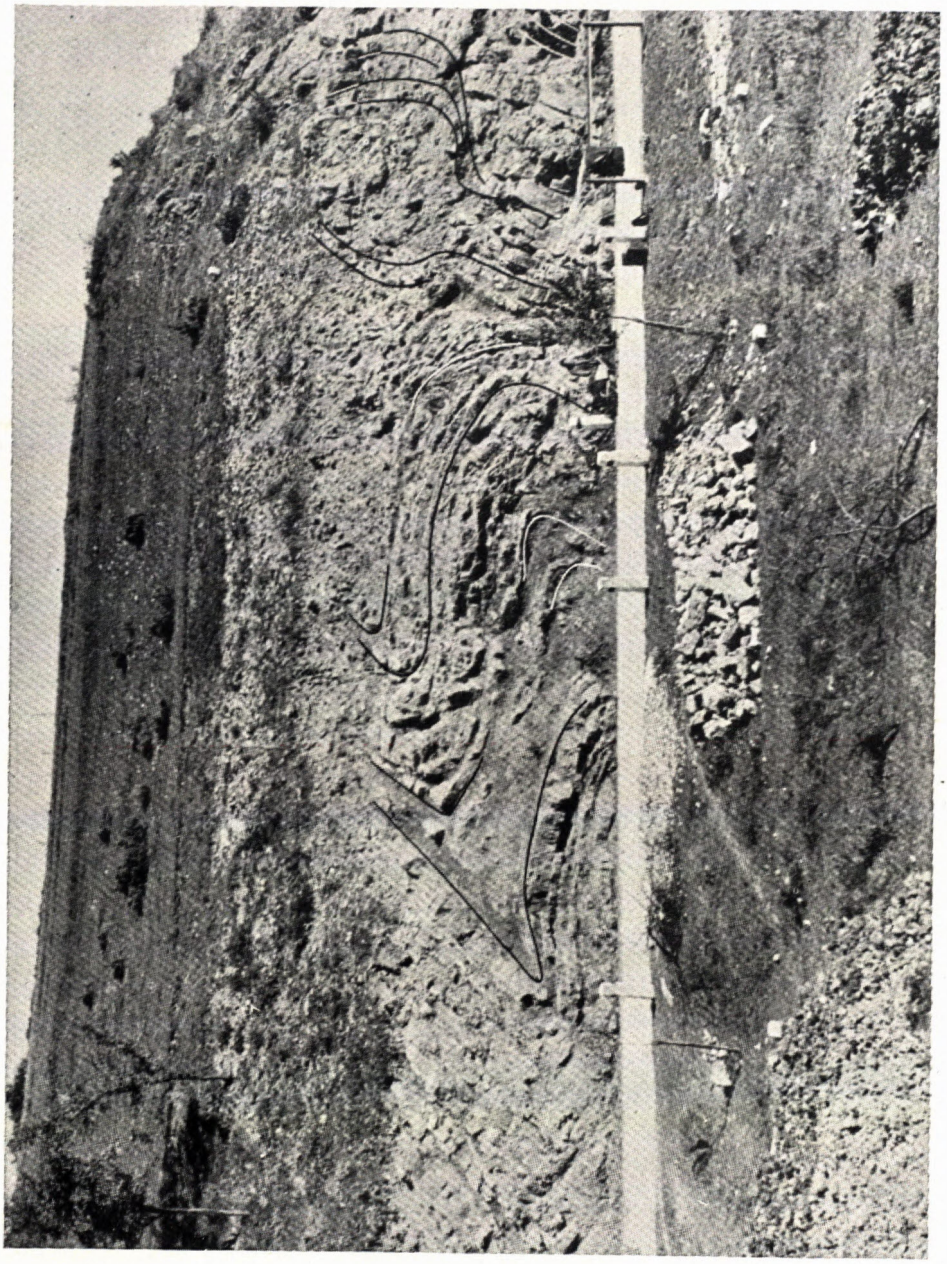
Zprávy 14

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
roku 1958
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal Maheľ
Odborná redaktorka dr. Edita Brestenská
Technický redaktor Jaroslav Krejzla

301-03. Daň 5 %. P. č. 664. Náklad 1150 výtlačkov.
Papier 221-01, 70×100, 80 g. PH 8,31, AH 16,25,
VH 16,38. C-HSV/945/57. Strán 200. Vytlačila Pravda,
vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave.

Cena brož. Kčs 19,—.
56/III-3
A-532338



Odkryv rétu severozápadne od Valaskej Belej

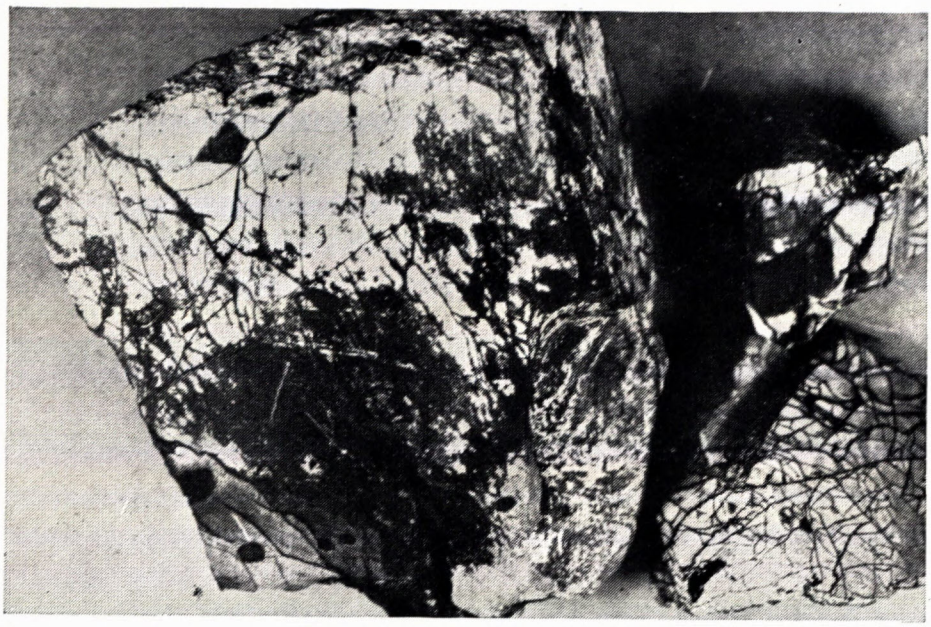
Odkryv rétu severozápadne od Valaskej Belej

Obr. 1. Melafýrový porfyrit s vyrastlicami živcov.

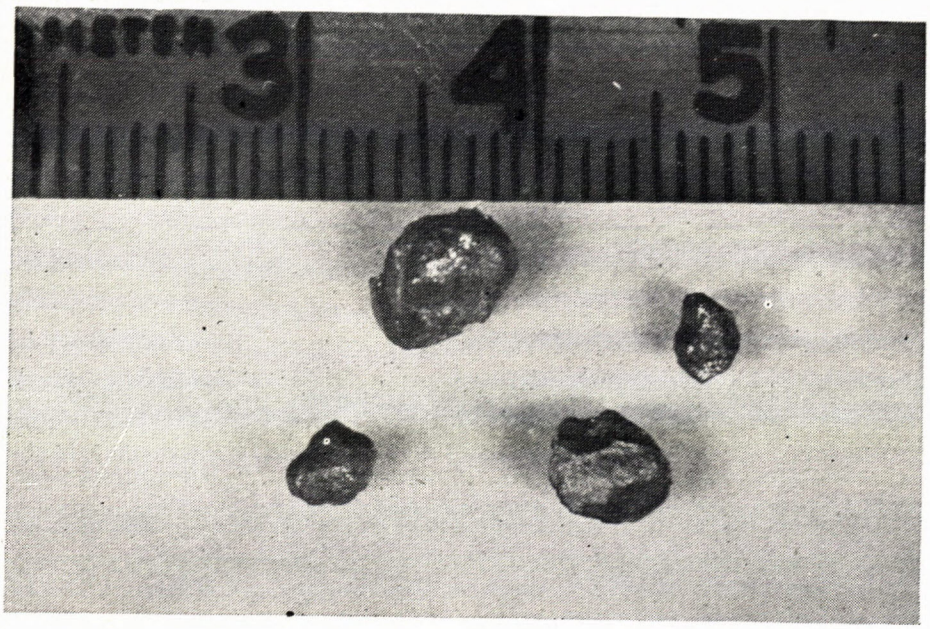
Obr. 2. Chloriticko-serpentinová pseudomorfóza po olivíne; na jej okraji ako aj na jej trhlinách je vylúčený rudný pigment. Základná hmota pilotaxická. Nikoly //, zväčšené 60 ×.

Obr. 1. Mandľa s chloritickou výplňou, rudnou aureolou. Nikoly //. Zväčš. 20 ×.

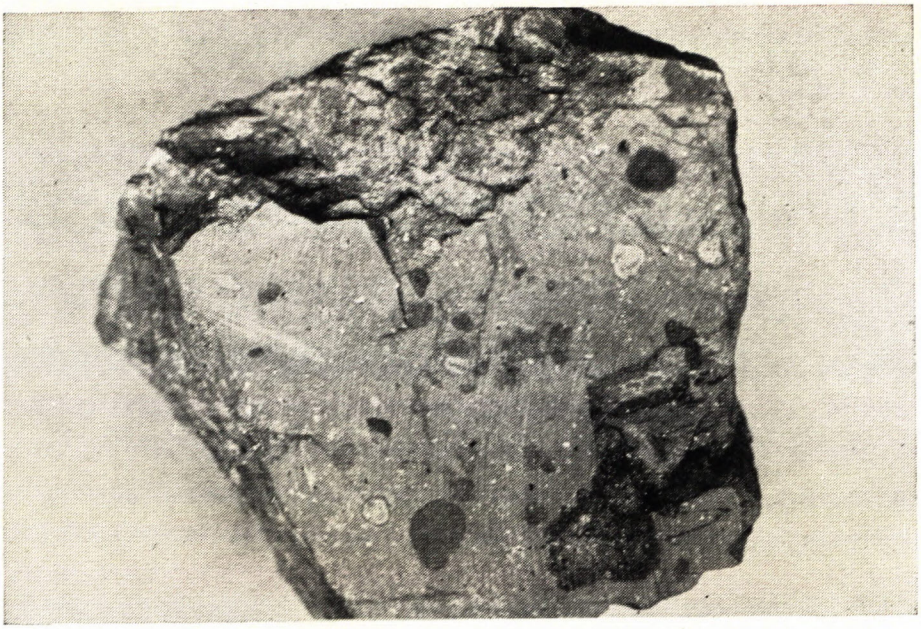
Obr. 2. Mandľa s kalcitovou, chalcedonovou a chloritickou výplňou.



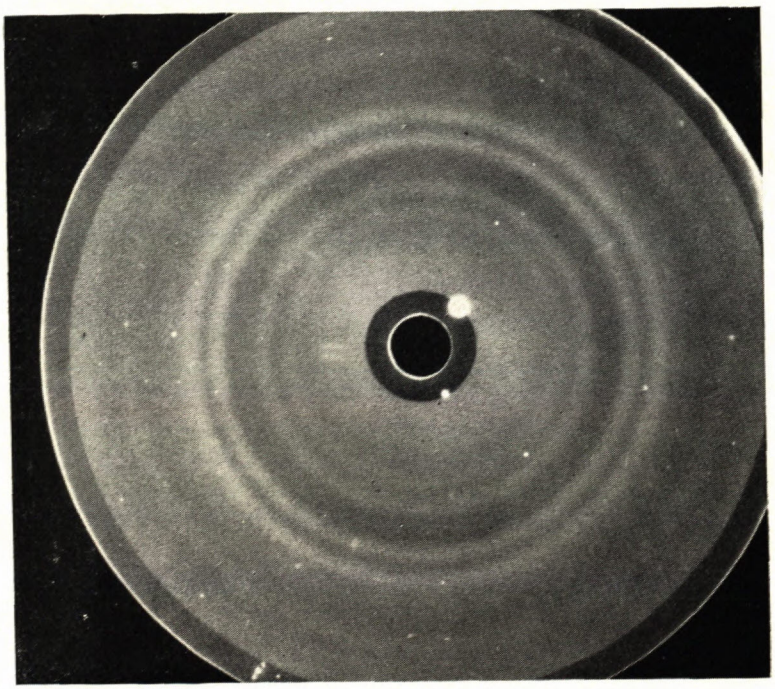
Obr. 1. Bauxit z lokality Ďurďové. Foto V. Dvonč



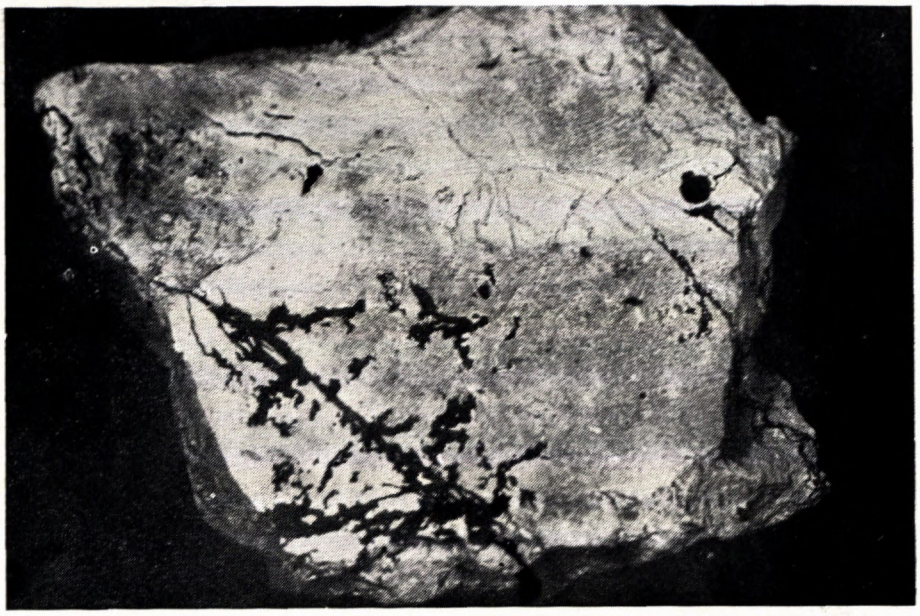
Obr. 2. Pizolity vyseparované z hnedočerveného bauxitu Foto V. Dvonč



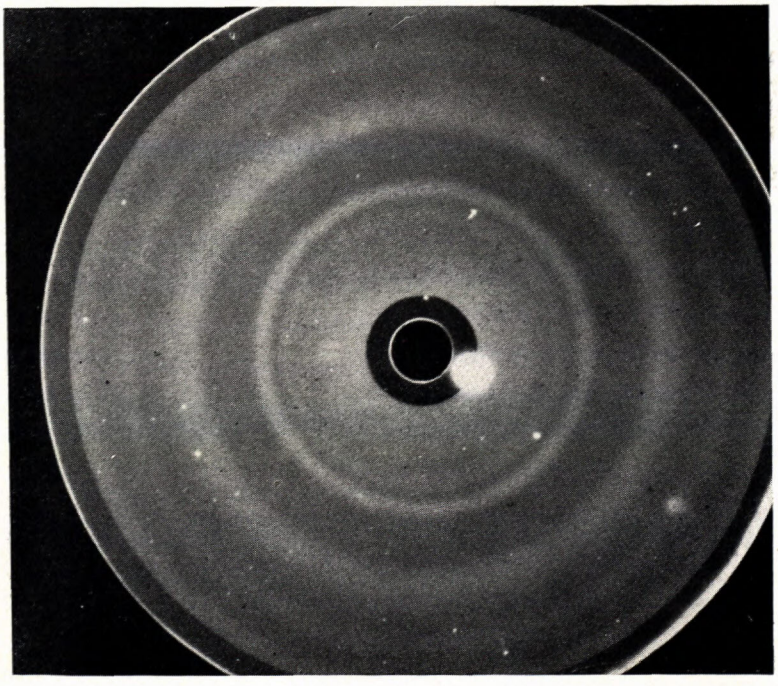
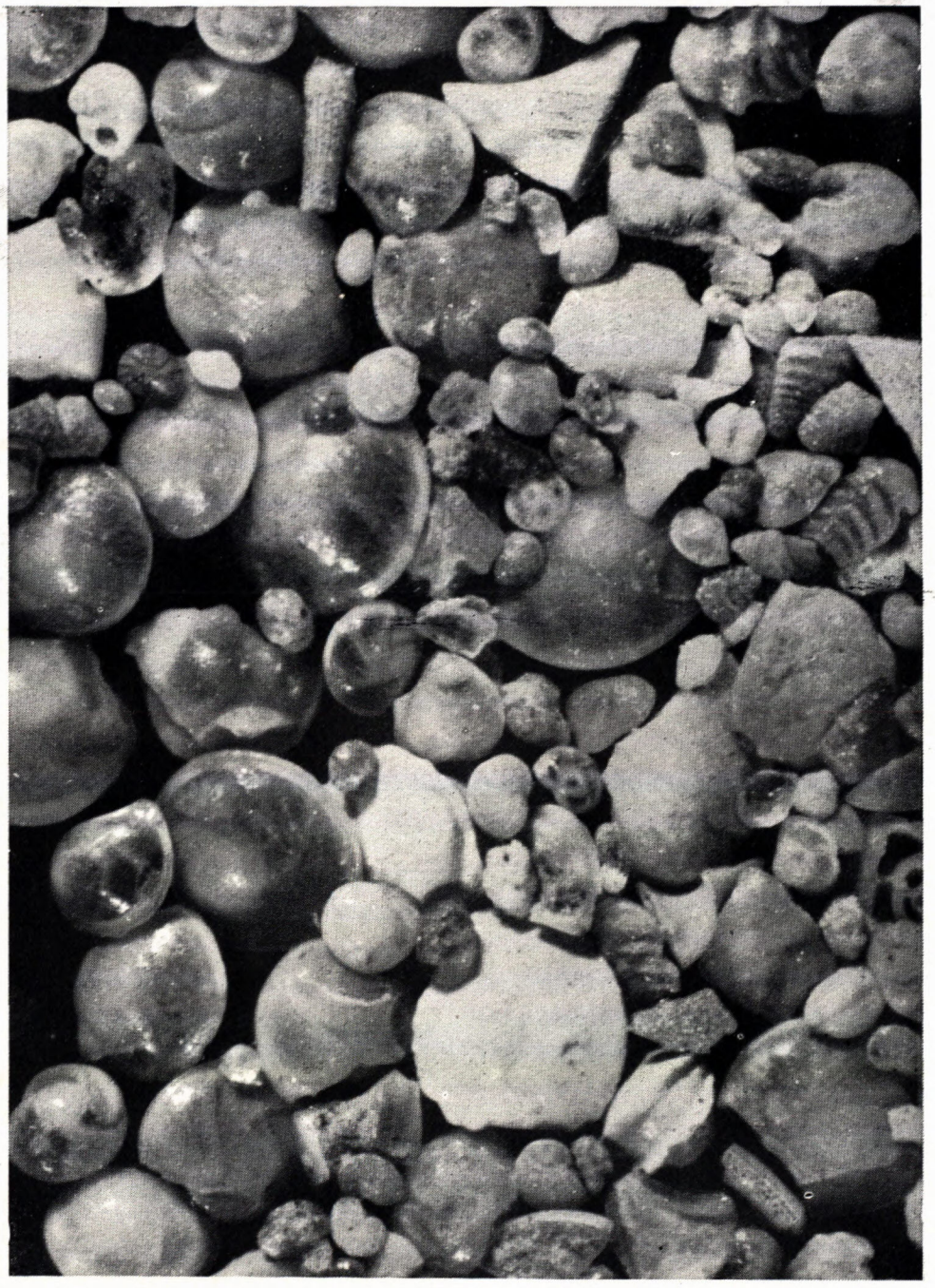
Obr. 1. Hnedočervený bauxit z Mojtína. Na snímke sú zreteľné tmavé pizolity. Foto V. Dvonč



Obr. 2. Snímka bauxitu z Mojtína metódou na priechod. Foto B. Čičel



Obr. 1. Svetlookrový bauxit z Mojtína. Trhlinky vyplnené hnedočerveným materiálom. Foto Dvonč



Obr. 2. Snímka svetlookrového bauxitu metódou na priechod. Foto B. Čičel