

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 8 • ČÍSLO 5

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1976

OBSAH — CONTENTS

<i>Miroslav Harman</i> : Dvadsať rokov práce Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV	385
<i>V. G. Sviridenko</i> : Geologická stavba predneogénneho podložja zakarpatskej prehĺbeniny — Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian Depression	395
<i>V. N. Bojko — A. S. Kruglov — G. G. Sasin — B. B. Černobrov</i> : Geológia a nerastné suroviny flyšovej zóny sovietskych Karpát — Geology and raw materials of the Flysch zone of the Soviet Carpathians	407
<i>I. P. Zlatogurskaja — K. G. Akimova — E. G. Martynov — I. O. Matkovskij — L. E. Egel</i> : Geológia a metalogenéza severozápadnej časti marmaroškého masívu — Geology and metalogeny of the NW part of the Marmarosh massif	419
<i>Ivan Kraus — Vladimír Hano</i> : Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch — Genetic classification and age of the deposits of the kaolinite-group minerals in the West Carpathians	431
<i>Rudolf Duda</i> : Rudné výskyty a mineralogicko-paragenetické pomery v oblasti Košické Hámre — Košice — Hýľov — Ore occurrences mineralogico-paragenetic conditions in the Košické Hámre — Košice area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)	447

SPRÁVY — REPORTS

<i>Marian Dyda</i> : Habitus apatitu v granitoidných horninách Malých Karpát — Habitus des Apatites in granitoiden Gesteine des Kleinen Karpaten	475
--	-----

DISKUSIA

<i>Ján Bystrický</i> : Bemerkungen zu dem artikel R. Mock: Über trias-conodonten und einige probleme der trias-stratigraphie der Westkarpaten	469
---	-----

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Ivan Repčok</i> : O matematickologickom modelovaní ako nástroji pri riešení zložitých úloh z oblasti vedy a techniky (Bratislava 17. XI. 1975)	394
<i>Ondřej Tavoša</i> : Nové metódy geologického prieskumu pre zakladanie stavieb (Bratislava 30. I. 1976)	394
<i>Boris Černák</i> : Vplyv suspenzie na únosnosť hĺbkových základov v nesúdržných zeminách (Bratislava 10. II. 1976)	430
<i>Ján Babčan</i> : Niektoré problémy súčasnej teórie metasomatizmu (Bratislava 10. IV. 1975)	468

**DVADSÄŤ ROKOV PRÁCE
SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI
PRI SAV**

Od oslobodenia našej vlasti slávnou Sovietskou armádou dosiahli národy Československa vysoký stupeň rozvoja národného hospodárstva a uskutočnili mnohé ciele vedeckotechnickej revolúcie a kultúrneho rozvoja.

Oslobodenie našej vlasti v roku 1945 znamenalo aj aktivizáciu geologických vied na Slovensku. Hneď po oslobodení začala malá skupina slovenských geológov rozvíjať vzdelávaciu a kultúrnu činnosť v rámci geologicko-mineralogickej sekcie Slovenskej prírodovedeckej spoločnosti v Bratislave. Išlo najmä o sporadické prednášky v zimných mesiacoch. Povzbudením činnosti bol zjazd Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v roku 1948, v rámci ktorého sa uskutočnili exkurzie po Slovensku.

V roku 1955 sa už aktivizovala početnejšia skupina slovenských geológov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, Geologicko-geografickej fakulty Univerzity Komenského a novozaloženého Geologického laboratória SAV a začala pracovať v rámci bratislavskej pobočky Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV. Organizačným základom tohto usporiadania bol § 2 zákona č. 68/61 Zb. o dobrovoľných organizáciách a zhromaždeniach, schválený Ministerstvom vnútra dňa 26. 9. 1955 pod zn. Zn.NV/2 — 3835/55. Z tohto zákona vyplývajúci Organizačný poriadok Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV určil v § 24 takéto usporiadanie slovenských orgánov spoločnosti:

- a) slovenský zjazd spoločnosti,
- b) slovenský výbor spoločnosti,
- c) predsedníctvo slovenského výboru spoločnosti.

Tieto orgány boli na Slovensku ustanovené v r. 1955, a preto možno dátum ich vzniku pokladať za oficiálny začiatok práce spoločnosti na Slovensku. Prvým predsedom Slovenského výboru ČSMG sa stal prof. dr. D. Andrusov a predsedom bratislavskej pobočky dr. J. Kamenický.

Už v začiatkoch činnosti Slovenského výboru ČSMG sa do práce zapojila prevažná väčšina slovenských geológov. V roku 1955 usporiadala spoločnosť sedem odborných prednášok a mala 63 členov.

Rok 1956 mal pre rozvoj práce ČSMG na Slovensku zásadný význam. Dô-

ležitou udalosťou bolo založenie košickej pobočky (11. 2. 1956). Jej predsedom sa stal prof. dr. J. Šalát, ktorý funkciu vykonával až do svojej smrti v roku 1973. Obe slovenské pobočky dostali v roku 1956 úlohu usporiadať X. jubilejný zjazd ČSMG. Zjazd sa uskutočnil 8.—11. 9. 1956 v Košiciach a mal veľký význam pre rozvoj poznatkov o geológii, mineralógii a ložiskách nerastných surovín východného Slovenska, kde sa v tom čase začínal intenzívny proces industrializácie, a stal sa medzníkom v práci Slovenského výboru ČSMG. Zúčastnilo sa na ňom 350 geológov, z toho mnoho zahraničných hostí. V rámci zjazdových exkurzií boli odhalené pamätné tabule tragicky zahynutým geológom M. Kettnerovej-Remešovej a E. Fehérovi na symbolickom cintoríne pod Ostervou vo Vysokých Tatrách.

Roky 1957 a 1958 boli v znamení rastúcej aktivity spoločnosti. Počet prednášok stúpol viac ako dvojnásobne a počet členov sa zvýšil na 144. Za zmienku stojí usporiadanie vedeckej konferencie o metalogenéze Západných Karpát 10.—11. 5. 1958 v Bratislave, na ktorej sa zúčastnilo 153 hostí, z toho 6 zo zahraničia (ZSSR), a pracovnej konferencie o mladom vulkanizme východného Slovenska, ktorú v dňoch 25. 5.—1. 6. 1958 zorganizovala košická pobočka (s exkurziami).

V roku 1958 sa zmenilo aj vedenie spoločnosti. 20. marca 1958 sa predsedom Slovenského výboru ČSMG stal prof. dr. B. Cambel a predsedom bratislavskej pobočky dr. J. Seneš.

Začiatkom roku 1959 sa konala v Prahe (27. 1. 1959) schôdzka Ústredného výboru ČSMG pri ČSAV, ktorá s veľkým uznaním hodnotila prácu Slovenského výboru ČSMG. Zaujímavá bola výzva šíriť geologické poznatky do najširších vrstiev zapojením všetkých, ktorí sa zaujímajú o geológiu. Treba podčiarknuť, že úsilie zapojiť do práce aj záujemcov o geológiu z radov laikov sa v živote spoločnosti opakovalo aj v ďalších rokoch. Tieto návrhy sa s väčším či menším úspechom uskutočňovali až do roku 1972, keď stanovy SGS zo dňa 23. 6. 1972 jednoznačne určili, že spoločnosť je výberová, teda že združuje odborné geologicky vzdelaných pracovníkov, iba s ojedinelými výnimkami v odôvodnených prípadoch.

V roku 1959 sa reorganizovala redakčná rada tlačového orgánu ČSMG pri ČSAV Časopisu pro mineralogii a geologii. Do redakčnej rady časopisu sa po prvýkrát dostali dvaja členovia zo Slovenska.

Najvýznamnejšou činnosťou Slovenského výboru ČSMG v roku 1959 bola spolupráca pri organizovaní pracovnej konferencie o geologických problémoch Vysokých Tatier v nadväznosti na XXXII. zjazd Poľskej geologickej spoločnosti 7.—11. 9. 1959. Cieľom bolo koordinovať geologické výskumy z československej a poľskej strany a zostaviť geologickú mapu Vysokých Tatier v mierke 1 : 200 000. Exkurzie boli v Poľsku a v ČSSR.

19. 3. 1959 sa predsedom Slovenského výboru ČSMG stal dr. Ing. J. Kantor a predsedom bratislavskej pobočky doc. dr. C. Varček.

Rok 1960 sa vyznačoval rozšírením činnosti spoločnosti do ďalších oblastí na Slovensku. 16. 5. 1960 bola založená pobočka ČSMG v Žiline, ktorá od samého začiatku pracovala veľmi aktívne. Prvým jej predsedom sa stal dr. A. Porubský. Počet členov slovenských pobočiek stúpol na 169.

Rok 1961 patril v geologickom výskume Slovenska k veľmi významným. Dovŕšenie druhej a začiatok tretej päťročnice znamenali medzníky prudkého tempa industrializácie Slovenska. Geológovia sa na tejto činnosti zúčastňovali

ukončováním generálných máp, čím sa vyriešili mnohé zásadné stratigrafické, tektonické a paleografické otázky. Na základe nových poznatkov bolo možno zvýšiť ťažbu uhlia a zabezpečiť nové zásoby, otvoriť ložiská rudných a nerudných surovín, nafty a zemného plynu. Veľké úspechy z tohto obdobia vo výstavbe vodných diel a veľkých priemyselných stavieb umožnila práca základnej inžinierskej geológie. Súčasne bola v plnej miere zabezpečená základňa stavebných surovín.

O spomenutých úspechoch, ktoré mali vedecký význam v domácom i medzinárodnom meradle, sa rokovalo na II. celoslovenskej geologickej konferencii na jar roku 1961 v Bratislave. Poznatky získané výskumom v posledných rokoch boli veľmi rozsiahle a v mnohom sa dotýkali aplikovanej geológie. Preto sa Slovenský výbor ČSMG rozhodol zorganizovať XII. zjazd ČSMG pri ČSAV 25.—29. 9. 1961 v Bratislave. Zasadania a exkurzie zjazdu prebiehali v sekciách: kryštalínium, mezozoikum, neovulkanity, inžinierska geológia a hydrogeológia. Počet účastníkov dosiahol 400 a bol vydaný podrobný sprievodca.

Na jar 1961 bol za predsedu Slovenského výboru ČSMG zvolený dr. J. Senes a predsedom bratislavskej pobočky sa stal dr. M. Mišík. Výsledkom významných podujatí v roku 1961 bolo ďalšie rozšírenie a aktivizácia práce slovenských pobočiek ČSMG i v roku 1962, ktorý sa vyznačoval intenzívnou organizačnou a odbornou prácou mimobratislavských pobočiek. V bratislavskej pobočke bola založená odborná skupina hydrogeológie.

Od 7. marca 1962 bol predsedom Slovenského výboru ČSMG prof. dr. J. Kamennický a predsedom bratislavskej pobočky dr. K. Karolus.

Podobný vývinový trend pokračoval aj v roku 1963. V bratislavskej pobočke vznikla odborná skupina inžinierskej geológie, ktorá mala spočiatku 41 členov a usporiadala tri prednášky. Jej činnosť v ďalších rokoch ochabla, ale veľmi sa zaktivizovala znovu v rokoch 1973—1974. Aj keď počet prednášok stále stúpал, Slovenský výbor ČSMG prijal 24. 10. 1963 uznesenie o potrebe zvýšiť prednáškovú činnosť najmä v odbore mineralógia, paleontológia a nové metódy, ako aj popularizáciu geologických vied v širokej verejnosti.

Rok 1964 bol významný najmä z organizačného hľadiska. Podľa uznesenia XIV. zasadnutia Predsedníctva SAV 12. 10. 1964 bola zriadená Komisia pre organizáciu vedeckých spoločností. Viedol ju člen korešpondent prof. dr. M. Maheľ, DrSc. Jej úlohou bolo koordinovať prácu všetkých vedeckých spoločností pri SAV z organizačnej, finančnej a plánovacej stránky. Ustanovenie tejto komisie malo v ďalších rokoch veľký význam z hľadiska tvorby plánov činnosti, navrhovania rozpočtov a sprostredkovania styku spoločností s Úradom Predsedníctva SAV.

V rokoch 1960—1964 sa intenzívne zvyšoval počet členov slovenských pobočiek. V roku 1964 už mala ČSMG na Slovensku 385 členov. V roku 1964 sa zmenilo vedenie iba v žilinskej pobočke, kde sa od 11. 5. 1964 stal predsedom dr. J. Gašparík.

Aj v roku 1965 sa práca mimobratislavských pobočiek hodnotila veľmi kladne. Preto sa Slovenský výbor ČSMG, ktorý od 28. I. 1965 viedol dr. I. Ivan, rozhodol požiadať žilinskú pobočku o usporiadanie XVI. zjazdu ČSMG. Zjazd sa uskutočnil 23.—26. 8. 1965 v Žiline a svojím významom a rozsahom prevýšil všetky dovtedajšie podujatia. Zúčastnilo sa na ňom 420 geológov, z toho 47 zahraničných hostí. Zasadnutie, predjazdové a pozjazdové exkurzie sa uskutočnili v troch sekciách: geológia Veľkej a Malej Fatry, ložiská nerastných

surovín v strednej časti Slovenska, inžinierska geológia vodných diel v paleogéne a mezozoiku spolu s hydrogeológiou Liptovskej kotliny a problematika vodných diel na východnom Slovensku. Bol vydaný 409-stranový zjazdový sprievodca. Počas zjazdu bola v Drietome pri Trenčíne odhalená pamätná tabuľa pri príležitosti 75. výročia smrti Jána Pettku, prvého profesora geológie a mineralógie na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici.

XVI. zjazd ČSMG v Žiline bol významný aj z organizačnej stránky. Po prvýkrát sa na ňom vyslovila myšlienka oddelení slovenské zložky ČSMG. Tento návrh zjazdu bol prerokovaný a schválený v Slovenskom výbore ČSMG. Ešte v tom istom roku hodnotila návrh Komisia pre organizáciu vedeckých spoločností a na svojom zasadnutí 12. 2. 1965 (bod 7) ustanovila, aby sa slovenská sekcia ČSMG osamostatnila pod názvom Slovenská geologická spoločnosť pri SAV.

Okrem XVI. zjazdu ČSMG sa v roku 1965 uskutočňovala v pobočkách aj intenzívna prednášková činnosť. Bolo 36 prednášok, 3 odborné semináre a jeden tematický zjazd. Počet členov dosiahol 385. V bratislavskej pobočke bola 6. 7. 1965 založená odborná skupina pre mineralógiu ťlov, ktorá však po krátkom období činnosti zanikla.

1. 1. 1966 sa oficiálne osamostatnili slovenské časti ČSMG pod názvom Slovenská geologická spoločnosť pri SAV, a to so súhlasom Ústredného výboru ČSMG pri ČSAV a Úradu Predsedníctva SAV. Nový organizačný celok slovenských geológov si dal ako jednu z hlavných úloh udržiavať úzke styky s bratskou ČSMG a tak ako predtým koordinovať s ňou podujatia odborného i organizačného charakteru. Z organizačného oddelenia však vyplynuli aj problémy. Išlo najmä o vlastný tlačový orgán, ktorý mala väčšina slovenských vedeckých spoločností. V úsilí založiť časopis SGS, ktoré trvalo niekoľko rokov, sa uskutočnili rokovania zástupcov SGS s rozličnými inštitúciami, v prvom rade s materskou SAV. Zodpovedné orgány SAV poukázali na nemožnosť financovať nový časopis, a preto SGS prijala iniciatívu Geologického prieskumu, n. p., v Spišskej Novej Vsi a Slovenského geologického úradu v Bratislave. Bolo dohodnuté, aby nový tlačový orgán SGS vychádzal pod názvom Mineralia slovacae. Vydávanie časopisu bolo úradne schválené až koncom roku 1968 a prvé čísla vyšli v roku 1969. O úspešnú realizáciu tohto kroku, pre slovenskú geológiu veľmi významného, má veľké zásluhy vtedajší predseda SGS dr. L. Ivan.

Zaujímavým námetom z tých čias bol aj návrh SGS o odmeňovaní najlepších prác roka z odboru geológie medailou Dionýza Štúra a sumou 5000 Kčs. Dobrá myšlienka sa však pre nedostatok finančných prostriedkov neuskutočnila.

Napriek organizačným problémom bol rok 1966 v znamení stúpajúceho trendu podujatí vo všetkých pobočkách. Počet členov stúpol na 392.

Aj rok 1967 bol bohatý na intenzívnu činnosť. Vedenie SGS presadzovalo zásadu, aby sa okrem prednášok výrazne rozšírila vyššia forma odbornej činnosti — tematické semináre a konferencie. Výsledky sa prejavili aj v praxi. Bratislavská pobočka usporiadala 22. 10. 1967 vulkanologické sympóziu v Bratislave, spojené s tematickou exkurziou po Slovensku, Čechách a Morave. Vyšiel aj podrobný sprievodca. Pri príležitosti zasadnutia tektonickej komisie KBGA usporiadala bratislavská pobočka 13.—14. 12. 1967 v Smoleniciach sympóziu o geologickej stavbe Karpát, Balkánu a Dinaríd za hojnej účasti za-

hraničných geológov. Na sympóziu bolo 16 prednášok.

Veľmi intenzívne pracujúca košická pobočka sa zúčastnila na organizovaní IV. celoštátnej konferencie o mineralógii a petrológii ílov. Konferencia sa konala 12.—14. 9. 1967 v Košiciach, rokovala v troch sekciách a jej cieľom bolo poukázať na súčasný stav mineralógie a petrológie ílov. V rámci konferencie, na ktorej bolo 143 účastníkov, z toho 13 zahraničných hostí, sa uskutočnila aj jednodňová exkurzia.

V roku 1967 usporiadala SGS spomienkové oslavy v Bratislave a v Beckove pri príležitosti 140. výročia narodenia slávneho slovenského geológa Dionýza Štúra.

Roku 1967 nastali zmeny len vo vedení bratislavskej a žilinskej pobočky. Predsedom bratislavskej pobočky sa stal dr. B. Leško a žilinskej pobočky dr. I. Šarík.

Rok 1968 sa vyznačoval prípravou na XXIII. medzinárodný geologický kongres, ktorý sa konal v auguste 1968 v Prahe. Prevažná väčšina členov SGS sa zapojila do organizácie tohto podujatia či už v prípravnom výbore, v rozličných komisiách, v organizačnom štábe kongresu, pri príprave a vedení exkurzií, z ktorých sa mnohé uskutočnili na Slovensku pod vedením členov SGS. Organizačný výbor kongresu ocenil prácu členov SGS čestným uznaním.

Aj keď sa v roku 1968 venovalo veľa síl organizácii tohto vrcholného podujatia, nezaostávala ani ostatná, najmä prednášková a spolková činnosť. V bratislavskej pobočke sa utvorila odborná skupina geochémie. Ústredný výbor SGS schválil zriadenie pamätných tabúl A. Kmeťovi, zaslúžilému slovenskému prírodovedcovi, na Sitne a J. Szabóovi, geológovi, ktorý sa zaslúžil o štúdium slovenských vulkanitov, na Szabóovej skale pri Hliníku n/Hronom. Pamätné tabule prešli neskôr do správy Slovenskej pamiatkovej starostlivosti.

V roku 1969 začal vychádzať tlačový orgán SGS Mineralia slovac. Začiatkom roku 1969 vyšli ešte dve čísla. Založenie a prevádzka časopisu, špecializovaného najmä na otázky geológie ložísk nerastných surovín Slovenska a zároveň plniaceho funkciu orgánu SGS, bolo veľkým úspechom a korunovaním niekoľkoročných snáh Ústredného výboru SGS a ochoty inštitúcií aplikovanej geológie a Slovenského geologického úradu. Nesplnilo sa však očakávanie, aby sa na financovaní časopisu zúčastňovala istým podielom SAV. Mineralia slovac vychádza štyrikrát do roka (od roku 1976 šesťkrát ročne). Od začiatku mal časopis krátku výrobnú dobu a pre dobrú úroveň a aktuálnosť príspevkov si získal v geologických kruhoch veľkú popularitu.

Činnosť spoločnosti v roku 1969 charakterizovala dobrá práca odborných skupín. Aktivizovala sa najmä odborná skupina geochémie, založená v roku 1968, ktorá mala už 50 členov a usporiadala 4 prednášky, ako aj hydrogeologická skupina, ktorá zorganizovala schôdzku všetkých hydrogeologických skupín v ČSSR a zúčastnila sa na organizácii seminára v Brne. Počet členov SGS stúpol na 430.

Na valnom zhromaždení SGS v apríli 1970 v Bratislave sa SGS prihlásila k podpore nového kurzu vedúceho ku konsolidácii ekonomického a politického života. Uznesenie valného zhromaždenia bolo vyjadrené v liste Predsedníctvu SAV v auguste 1970. SGS sa ani v krízových rokoch 1968—1969 nespreneverila svojmu poslaniu — rozvoju vedeckého života a popularizácii geologických vied, ako aj rozvíjaniu stykov s geologickými spoločnosťami iných, najmä socialistických štátov. Tento postoj sa prejavil v sústavnom pokračovaní spolupráce

a organizovaní spoločných podujatí s geológmi sesterskej ČSMG pri ČSAV a s geológmi ostatných socialistických krajín.

Činnosť SGS v roku 1970 pokračovala s nezmenšenou aktivitou. Z väčších akcií treba spomenúť účasť odbornej skupiny hydrogeológie bratislavskej pobočky na príprave a priebehu V. celoštátnej hydrogeologickej konferencie, ktorá sa konala v októbri 1970 v Brne. Štyri tematické sekcie konferencie viedli členovia SGS. Pobočka v Košiciach zorganizovala seminár s exkurziou o geológii a nerastných surovinách východného Slovenska so zahraničnou účasťou. Žilinská pobočka spolupracovala pri organizovaní odborného seminára Krasové vody 7.—9. 10. 1970 v Považskej Bystrici. Okrem toho mala SGS podiel na Tektonickej konferencii, ktorá sa konala v Smoleniciach v októbri 1970 (so zahraničnou účasťou).

Od 11. 12. 1970 je predsedom SGS prof. dr. C. Varček, predsedom bratislavskej pobočky sa stal. doc. dr. J. Seneš, predsedom žilinskej pobočky dr. V. Struňák, v košickej pobočke zostal predsedom prof. dr. J. Šalát.

Začiatkom nového funkčného obdobia v roku 1971 vykonal Ústredný výbor SGS analýzu činnosti a vynaložil veľké úsilie na skvalitnenie práce. V strede pozornosti stálo najmä zabezpečovanie prednáškových miestností, analýza členskej základne, problém návštevnosti prednášok, ich odborná úroveň a možnosti vytvárať ďalšie odborné skupiny. Do popredia spolkovvej činnosti sa dali odborné semináre.

Členovia SGS, najmä bratislavskej pobočky, sa v roku 1971 zúčastnili na príprave III. celoslovenskej geologickej konferencie, ktorá sa konala v Bratislave, a boli autormi väčšiny prednášok. Bratislavská pobočka zorganizovala 8. mája 1971 úspešnú exkurziu do MLR. Jej cieľom bolo nadviazať užšiu spoluprácu s Maďarskou geologickou spoločnosťou.

V roku 1971 usporiadala SGS 52 prednášok (z toho 9 prednášok zahraničných hostí), najviac za celé trvanie spoločnosti. Počet členov narástol na 464.

Negatívnou črtou tohto obdobia boli sústavné ťažkosti s financovaním edičnej činnosti. Napriek viacerým žiadostiam Ústredného výboru SGS Predsedníctvo SAV odmietlo poskytnúť príspevok na vydávanie časopisu Mineralia slovacae, ktorý plní funkciu orgánu spoločnosti (listom z 10. 7. 1971, č. 1061/71 — plán — Rž). Aj napriek tomu bola úroveň publikačnej činnosti veľmi potešiteľná.

V roku 1972 pokračovala SGS vo svojej činnosti s novou intenzitou. Bratislavská pobočka spoluorganizovala seminár na tému Význam biogeochemických výskumov a ich výsledky a náročnú celoštátnu pracovnú konferenciu odbornej skupiny paleontológie 10.—12. 5. 1972 v Smoleniciach. Hydrogeologická odborná skupina zorganizovala 27. 5. 1972 exkurziu do Piešťan, pobočka v Žiline dvojdnový seminár pre pracovníkov ložiskovej geológie v Čremošnom a košická pobočka v spolupráci s Baníckou fakultou VŠT a Domom techniky v Košiciach rozsiahle sympóziu o aplikácii medzných vied v užitej mineralógii, geológii a technológii 5.—9. 6. 1972. Na sympóziu bolo v 6 sekciách 19 prednášok našich i zahraničných autorov. Počet účastníkov bol 125, z toho 14 zahraničných hostí. Referáty sa publikovali v asi 300-stranovom čísle Mineralia slovacae, roč. 5, č. 4, 1973. Okrem tohto podujatia spoluorganizovala košická pobočka (spolu s VŠT) konferenciu pri príležitosti 20. výročia založenia Baníckej fakulty VŠT a v máji exkurziu do Moravského krasu pre mladých geológov.

V roku 1972 sa vyriešili organizačné otázky. 23. 6. 1972 schválilo Minister-

stvo vnútra SSR pod č. VVS/1-269/1972 nové stanovy Slovenskej geologickej spoločnosti.

Personálna zmena bola len v bratislavskej pobočke, kde sa 23. 6. 1972 stal predsedom dr. M. Rakús.

Aj v roku 1973 bola činnosť SGS veľmi rozsiahla. V bratislavskej pobočke vznikla 8. 5. 1973 odborná skupina sedimentológie. Mnoho iniciatívy v tomto roku vynaložili členovia SGS na prípravu X. kongresu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie, ktorý sa konal 1.—8. 9. 1973 v Bratislave. Hydrogeologická odborná skupina usporiadala v Bratislave odborný celoštátny seminár o aktuálnych problémoch hydrogeológie s účasťou 45 geológov. Okrem toho bratislavská pobočka usporiadala exkurziu do kryštáľníka v okolí Brezna.

Košickú pobočku postihla začiatkom 1973 nenahraditeľná strata úmrtím dlhoročného predsedu pobočky a zaslúžilého pracovníka SGS prof. dr. J. Šaláta. Do konca roku vykonával funkciu predsedu pobočky Ing. G. Timčák. Predsedom žilinskej pobočky sa stal dr. K. Malaťinský.

Roku 1974 sa vyznačoval ďalším zvyšovaním kvality práce SGS. Touto činnosťou SGS prispievala svojim podielom k plneniu uzáverov májových plén ÚV KSČ a KSS o vedeckotechnickom rozvoji, ktoré pripísali dôležité miesto vedeckému výskumu a rýchlemu odovzdávaniu výsledkov výskumu do praxe.

V roku 1974 najintenzívnejšie pracovala bratislavská pobočka. Znovuoživená odborná skupina inžinierskej geológie usporiadala 5 prednášok a trojdňovú exkurziu, hydrogeologická odborná skupina sa zapojila do organizovania VI. celoštátnej hydrogeologickej konferencie, ktorá bola 2.—4. 10. 1974 v Košiciach. Členovia SGS pripravili na konferenciu 12 referátov. Na konferencii bolo 31 prednášok, jednodňová exkurzia, počet účastníkov bol 240. Geochemická odborná skupina sa zúčastnila na organizovaní seminára o rozvoji geochemie na Slovensku na Jahodnej 6.—7. 11. 1974. Okrem toho uskutočnila v rámci SGS päť prednášok. Odborná skupina sedimentológie zorganizovala 27. 3. 1974 v Bratislave seminár o sedimentologickom výskume západokarpatskej neogénnej molasy, na ktorom bolo päť referátov.

Za predsedu košickej pobočky bol 12. 2. 1974 zvolený prof. Ing. L. Rozložník, CSc., za tajomníka dr. P. Grecula, CSc. Košická pobočka bola poverená náročnou prípravou a usporiadaním XX. jubilejného celoštátneho geologického zjazdu v roku 1975 v Košiciach. Okrem toho usporiadala ešte 9 prednášok.

Žilinská pobočka v roku 1974 spolupracovala pri organizácii VI. celoštátnej hydrogeologickej konferencie. Okrem toho zorganizovala jednodňový seminár s hydrogeologickou tematikou, na ktorom bolo 5 referátov, a usporiadala ešte 2 prednášky.

Do jubilejného roku 1975 vstúpila SGS s dobrou bilanciou práce za 20 rokov svojej činnosti. V roku 1975 dosiahla vysokú aktivitu najmä bratislavská a košická pobočka. V súčasnosti v bratislavskej pobočke SGS pracuje 5 odborných skupín, a to geochemická, hydrogeologická, sedimentologická, inžinierskogeologická a všeobecnogeologická. Najintenzívnejšie pracovala odborná skupina inžinierskej geológie, ktorá usporiadala 8 prednášok. Skupina hydrogeológie usporiadala 2 prednášky a exkurziu zameranú na geotermálne vrty v Podunajskej nížine, skupina všeobecnej geológie 4 prednášky, sedimentológie 3 a skupina geochemie 2 prednášky. Bratislavská pobočka bola poverená spoluprácou na konferencii Československá geológia a globálna tektonika, ktorá sa uskutočnila 21.—24. 5. 1976 v Smoleniciach za spoluúčasti inštitúcií ČSAV, SAV, SVTŠ,

Štatistický prehľad činnosti a počtu členstva SGS za roky 1955–1975

Rok	bratislavská pobočka				košická pobočka				žilinská pobočka				Počet členov
	prednášky		konf., sympóz., semináre	ex- kurzie	prednášky		konf., sympóz., semináre	ex- kurzie	prednášky		konf., sympóz., semináre	ex- kurzie	
	dom.	zahr. h.			dom.	zahr. h.			dom.	zahr. h.			
1955	7												63
1956	8	1					1	3					
1957	7	3	1										132
1958	9	5	1		6	3	1	1					144
1959	*		1	2									159
1960	* 9								*				169
1961	*		1	4					8				
1962	*				13	3			7				
1963	8	1			8	2			6				
1964	9	1			8			1	7				326
1965	12				14		1	1	9		2	3	385
1966	*												392
1967	21	5	2	1	7		2	1	5	1			398
1968	10	2	1		6	2		1	3				426
1969	15	5	1		7	2			2			2	430
1970	*		2						8		1		440
1971	26	5	1	3	10	4			13				464
1972	17	6	2	1	10	1	2	1	23	1	1		469
1973	20	7		1	4	2			10				489
1974	23		1	1	9				2		2		481
1975	18	1		1	14		1	6					524

* Údaje v archívoch SGS a SAV nie sú úplné

Slovenského geologického úradu a GÚDŠ.

V roku 1975 sa predsedom bratislavskej pobočky stal dr. T. Koráb.

Úspechy slovenskej geológie za ostatné desaťročie bilancoval XX. celoštátny geologický zjazd členov SGS a ČSMG v Košiciach 23.—27. 6. 1975. Jeho organizácia, ako aj usporiadanie súbežnej výstavy na VŠT v Košiciach na tému Nerastné suroviny východného Slovenska patria k záslužným činom košickej SGS. Na zjazde bolo 405 účastníkov, z toho 17 zahraničných hostí, 5 referátov a 5 exkurzií. Hlavné referáty sa publikovali v časopise Mineralia Slovaca, roč. 7, č. 3 a obsiahly sprievodca v Mineralia Slovaca roč. 7, č. 4 v r. 1975. Okrem toho košická pobočka usporiadala ešte 9 prednášok a v spolupráci so SVTŠ zorganizovala exkurziu na polymetalické ložiská v PLR.

XX. zjazd nebol len pracovným zjazdom, ale aj zhodnotením úspechov slovenskej geológie pri výskume geologickej stavby a ložísk nerastných surovín Slovenska, ako aj prehliadkou prínosu geologického výskumu pre industrializáciu východného Slovenska a celé naše národné hospodárstvo.

Zjazd kladne hodnotil dvadsaťročnú prácu spoločnosti pri zvyšovaní odbornej úrovne členov a pri propagácii našej vedy na medzinárodných fórach, ako o tom svedčí rad podujatí usporiadaných v spolupráci so zahraničnými vedeckými spoločnosťami, najmä zo socialistických krajín.

Negatívnym javom je to, že SAV neumožňuje aktívny oficiálny styk reprezentantov spoločnosti so zahraničnými partnermi, čo marí úsilie o užšiu medzinárodnú spoluprácu s bratskými zahraničnými spoločnosťami. Rozšírenie zahraničných stykov zostáva jednou z dôležitých úloh budúcnosti.

Za dvadsaťročné trvanie spoločnosti bolo usporiadaných asi 500 prednášok. V súčasnosti má SGS 524 členov, z toho 6 čestných, organizovaných v troch pobočkách a piatich skupinách.

V podmienkach vysoko rozvinutého československého priemyslu má veľký význam dobre preskúmaná základňa nerastných surovín. Z tejto základne čerpajú mnohé dôležité odvetvia národného hospodárstva, ako energetika, hutníctvo, chemický priemysel, výroba stavebných hmôt, keramika, sklárstvo a mnoho ďalších. Stúpajúce nároky bude treba v budúcnosti zabezpečovať zvyšovaním zásob nerastných surovín, čo predpokladá aktivizáciu geologických disciplín. Dnes už nemožno počítať s podstatným zvyšovaním počtu pracovníkov zaoberajúcich sa geologickým výskumom. Preto bude treba vytýčené ciele zabezpečovať zvyšovaním kvality práce. To sa môže uskutočniť iba zlepšením kvalifikácie kádrov v súčinnosti s technickým rozvojom, na čom sa významne podieľa aj SGS výmenou najnovších poznatkov na prednáškach, seminároch a konferenciách.

Jubilejné dvadsiate výročie práce spoločnosti je bilanciou dobrej práce dobrovoľných pracovníkov z radov geológov, ktorí tak plnia základné poslanie SGS — rozširovať poznatky na poli vedeckého výskumu, prenášať ich do praxe a zvyšovať kvalitu práce. Slovenská geologická spoločnosť chce i v budúcnosti, nadväzujúc na svoju doterajšiu činnosť, vytvárať predpoklady pre optimálny rozvoj geologických vied na Slovensku a ich spoločenské využitie v prospech rozvoja Československej socialistickej republiky.

M. Harman

Ivan Repčok: O matematickologickom modelovaní ako nástroji pri riešení zložitých úloh z oblasti vedy a techniky (Bratislava 17. 11. 1975)

Rozvoj vedy a techniky kladie aj v oblasti geológie vysoké nároky na zvládnutie množstva informácií z kvalitatívnej i kvantitatívnej stránky. Jednou z metód, ktoré sa zaoberajú tvorbou komplexných informačných systémov, je matematickologické modelovanie (ďalej MLM), ktoré rozpracoval Ing. M. Mosný a kolektív Výskumného ústavu zväračského v Bratislave.

Pod pojmom MLM sa rozumie intelektuálna práca človeka — subjektu, ktorý vykonáva zmenu sám na sebe, na svojom vedomí. Je to činnosť, pri ktorej si subjekt vytvára vo svojom vedomí predstavy, kópiu, model skutočnosti, ktorá je predmetom jeho skúmania. Tým, že subjekt skúma istú skutočnosť, dostáva sa s ňou do interakcie, môže ju na základe pravidiel logiky formulovať do výrokov a jednoznačne označovať — kódovať jej charakteristiky pomocou nástrojov MLM. Týmito nástrojmi sú matematickologické formuly, blokové a štruktúrne schémy, ktoré vychádzajú z dvoch prvkov MLM — argumentov a funktorov. Nástroje MLM majú pri analýze a syntéze dôležitú úlohu, pretože tvoria vonkajšiu pamäť subjektu. Analýza konkrétneho systému sa i v oblasti geológie môže pomocou MLM rozpracovať do takých podrobností, že pri správnom postupe syntézy možno dospieť k všetkým možným variantom procesov v skúmanej oblasti. Pritom musíme vždy vychádzať z jedného jediného objektu, ktorý sa postupne rozkladá na časti a im sa musí pri riešení priradiť jeden nemeniteľný znak (pre každú časť osobitne). Tieto znaky sa potom spájajú do formúl alebo štruktúrnych schém a napokon do komplexného informačného systému — matematickologického modelu, v ktorom sú úspornou formou zabudované všetky známe alebo účelne zvolené čiastkové informácie o oblasti nášho záujmu.

MLM má okrem tvorenia informačného systému i gnozeologický význam, čo znamená i jeho výhodné využívanie v tvorivej činnosti v oblasti geológie. Od aplikácie MLM bude závisieť aj efektívne využívanie modernej výpočtovej techniky, ktorá sa s uplatnením MLM stane priamym nástrojom experimentovania v oblasti vedenia subjektu.

Z diskusie po prednáške vznikla potreba aplikovať MLM pri riešení konkrétneho problému z oblasti geológie. Bude treba zoznámiť širší okruh záujemcov s MLM formou internátneho školenia (v troch cykloch po 5 dní).

Ondrej Tavoďa: Nové metódy geologického prieskumu pre zakladanie stavieb (Bratislava 30. 1. 1976)

Rozsiahla investičná výstavba sa čoraz viac presúva aj do lokalít, ktoré sa z hľadiska zakladania donedávna označovali ako podmienené vhodné. Pritom zvyšovaním podlažnosti a výstavbou nových, náročných inžinierskych konštrukcií sa nároky na základovú pôdu, najmä jej únosnosť, zvyšujú. Vedie to k aplikácii nových základových konštrukcií, najmä hĺbkových základov. S tým úzko súvisia požiadavky na geologický prieskum, ktorý poskytuje údaje o fyzikálnych, pevnostných a pretváraných vlastnostiach základovej pôdy. S laboratórnym prieskumom sa už nevystačí. Preto je stále naliehavejšia potreba výskumu a využívania nových metód geologického prieskumu in situ.

U nás (VÚIS, IGHP, SG, Dopravoprojekt a i.) sa v posledných rokoch rozpra-

Poračovanie na str. 430

GEOLOGICKÁ STAVBA PREDNEOGÉNNEHO PODLOŽIA ZAKARPATSKEJ PREHLBENINY*

(2 obr. v texte)

V. G. SVIRIDENKO

Геологическое строение донеогенового фундамента закарпатского прогиба

Донеогеновый фундамент Закарпатского межгорного прогиба имеет сложную блоково-чешуйчатую (мозаичную) структуру. В его строении участвуют кристаллические сланцы, филлиты, известняки и, вероятно, порфириды и лейкодиабазы среднего и верхнего палеозоя; известняки, доломиты, диабазы и радиолариты триаса; аргиллиты, алевролиты и мергели нижней и средней юры; криноидные известняки средней и верхней юры; аргиллиты, алевролиты, песчаники нерасчлененного мела; аргиллиты, глинистые известняки и диабазы верхнего мела, и различных флиш эоцена и олигоцена. Разновозрастные разломы, секущие фундамент, образуют несколько систем северо-западного, северо-восточного и северо-восточного простирания. Большое значение в формировании структуры фундамента имеют также надвиги послепалеогенового возраста. Формирование блоково-чешуйчатой структуры фундамента происходило в савскую фазу складчатости.

Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian Depression

The Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian intermontane depression has a complicated block-slice (mosaic) structure. It is built of crystalline schists, phyllites, limestones and probably also porphyrites and leucodibases of the Early and Late Palaeozoic, limestones, dolomites, diabases and cherts of the Triassic, claystones, silt and marls of the Lower and Middle Jurassic, crinoidal limestones of the Middle and Upper Jurassic, claystones, silts and sandstones of the undivided Cretaceous, claystones, argillaceous limestones and diabases of the Upper Cretaceous as well as of Eocene and Oligocene flysch sequences. Faults of different age cut the substratum composing several systems of NW, N and NE strike. Pre-Paleogene thrust faults played also an important role in the formation of the basement structure. The block-slice structure of the substratum originated during the Sava phase of folding.

Vďaka početným geologickoprieskumným prácam v zakarpatskej prehĺbenine sú k dispozícii nové údaje, ktoré umožňujú urobiť závery nielen o všeobecnej charakteristike stavby predneogénneho podložia, lež aj o jednotlivých častiach tejto štruktúry, ktorú treba poznať na ocenenie naftonosnosti a stanovnenie metalogenetickej prognózy územia.

* Prednesené na seminári v októbri 1974 v Košiciach.

Stanovenie hĺbok plochy Mohorovičiča pri seizmických meraniach (A. V. Čekunov — L. P. Livanova — V. S. Gejko 1969) ukázalo jej postupné klesanie, a to do hĺbky 30 km v mieste styku vonkajších a vnútorných Karpát. Merania ukázali aj to, že pod karpatskou prehĺbeninou nie je neprerušovaná bazaltová vrstva, ale že kôra má blokovú stavbu, ktorá sa prejavila aj na vrchných komplexoch podložia a na neogénnom pokryve. Mnohé zlomy ohraničujúce bloky sa prejavujú aj vo vrchných horizontoch. Diferenciálne pohyby blokov sú kontrolované faciami a mocnosťou sedimentov jednotlivých stratigrafických horizontov v rozličných častiach prehĺbeniny.

Sovietski geológovia vypracovali viac ako 30 schém tektonického členenia zakarpatskej prehĺbeniny. Autori schém vychádzali pri vyčleňovaní jednotiek z vrchnej (neogénnej) štruktúrnoformačnej etáže, pritom jedni uprednostňovali priečne, iní pozdĺžne delenie prehĺbeniny. Pozdĺžne delenie treba pokladať za oprávnenejšie, pretože mukačevská a solotvinská panva neboli v čase ich vzniku oddelené a sedimenty miocénu neprejavujú ostré faciálne rozdielnosti, naopak sú charakteristické postupnými prechodmi. Avšak aj pozdĺžne rozčlenenie prehĺbeniny s vymedzením štruktúrnych jednotiek karpatského smeru je v istej miere jednostranné a nevyjadruje úplne špecifikum zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré spočíva v heterogénnosti (rozličný vek intenzívnych finálnych deformácií, rozdielnosti štruktúr a facií) predneogénneho podložia.

Členenie na základe posledných aktívnych procesov vrásnenia by bolo príliš všeobecné, pretože pri uplatnení takéhoto princípu bolo možno na uvedenom území vyčleniť len podhalskú zónu — oblasť predpaleogénneho (laramického) vrásnenia. Pre ostatnú časť územia je charakteristické postpaleogénne vrásnenie.

Špecifikum stavby a facií podložia je podmienené existenciou zóny pieninského bradlového pásma (peripieninský hlbinný zlom) a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu pod zakarpatskou prehĺbeninou. Tieto fenomény predurčili vznik a kontrolovali vývoj štruktúr a zlomových línií rozmanitých typov, veľkosti a orientácie.

Medzi panónskym masívom a podložím zakarpatskej prehĺbeniny sa nachádza hraničná štruktúra — zóna pripanónskeho hlbinného zlomu (B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1965). Pozdĺžne a priečne zlomy rozčleňujú túto štruktúru, ktorá je ako celok vyzdvihnutá, na poklesnuté a vyzdvihnuté bloky. Pripanónsky hlbinný zlom sa výrazne prejavil v orogénnej etape vývoja, a keď boli v oblasti Beregovskej vrchoviny objavené kriedovo-paleogénne, metamorfované efuzívno-sedimentárne horniny, získal sa dôkaz o jeho predvrchnokriedovom vzniku. Tento hlbinný zlom pravdepodobne existoval dávno pred vrchnou kriedou, oddeľoval panónsky masív od vnútorných Karpát, ktoré sa vyvíjali v eugeosynklinálnych podmienkach. O tom svedčia rozdiely vo faciálnej a formačnej charakteristike sedimentov triasu (hlbokovodné v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu a plytkovodné, kontinentálne v kričevskej zóne) a veľké rozdiely v smeroch paleozoických štruktúr a blokov panónskeho masívu (severovýchodné), užhorodsko-inačovskej elevácie a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu (východouhovýchodné, karpatské).

Typickým príkladom hlbinného zlomu (peripieninského) je pieninské bradlové pásmo, ktoré je podrobne opísané v sovietskej a zahraničnej geologickej literatúre. Vnútna štruktúra pieninského bradlového pásma má charakter

gigantickej brekcie s početnými prešmykmi. Podľa výsledkov vrto v terénnych pozorovaní je medzi riekou Terebľa a Teresva najmenej päť jednotlivých šupín. Zrejme je ich oveľa viac. V doline rieky Teresva sa pieninské bradlové pásmo náhle končí a znova sa objavuje na povrchu v oblasti Pojana Botiz (Rumunsko), kde sa skladá z niekoľkých šupín nasunutých jedna na druhú v juhozápadnom smere. Tento posun pieninského bradlového pásma súvisí so systémom pravostranných stupňovitých posunov alebo s jedným veľkým posunom, ktorý sa vytvoril počas viacerých štádií. Severná časť tohto posunu je vertikálna, smerom na juh sa úklon zlomovej plochy zmierňuje a v oblasti Pojana Botiz sa stáva obyčajným násunom.

Medzi hlbinnými zlomami sa rozprestiera kričevská zóna, ktorá zaberá podstatnú časť predmetného územia. Pre ňu je charakteristická blokovo-šupinatá stavba, podľa tektonického štýlu zaujíma postavenie medzi pieninským bradlovým pásmom, charakteristickým šupinatou stavbou, a zónou pripanónskeho hlbinného zlomu, pozostávajúceho z jednotlivých blokov. Pri podrobnejšom delení kričevskej zóny treba vyčleňovať jednotlivé bloky, ktoré sa odlišujú horninovým zložením a históriou vývoja. Už teraz sa na západe vyčleňuje užhorodský blok, ktorý s pozdišovsko-iňačovským blokom (východné Slovensko) vytvára užhorodsko-iňačovskú paleozoickú eleváciu.

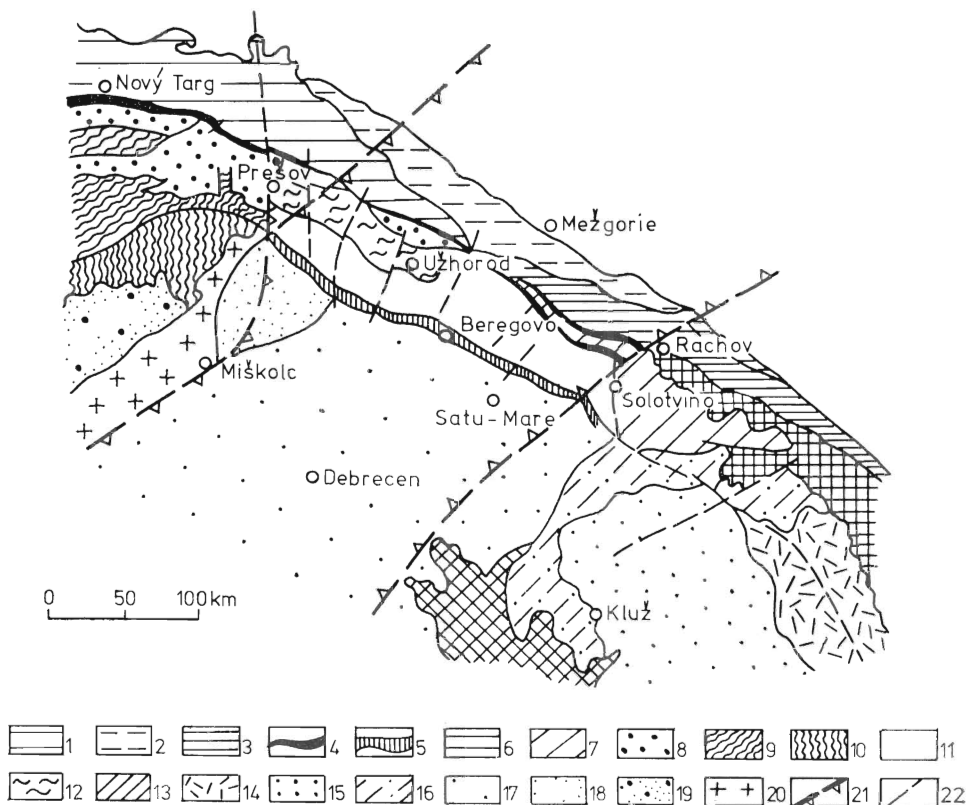
Efuzívne horniny Vihorlatsko-gutinského pohoria a čiastočne aj neogénna molasa na vonkajšom okraji zakarpatskej prehlbeniny miestami celkom zakrývajú pieninské bradlové pásmo, prekrývajúc flyšové komplexy magurskej a duklianskej zóny, na severovýchode a východe monastyrskej podzóny marmarošskej zóny.

Pieninské bradlové pásmo rozdeľuje vnútorné (centrálne) a vonkajšie Karpaty, ktoré zodpovedajú eugeosynklinálnej a miogeosynklinálnej zóne. Najcharakteristickejšou črtou vnútorných Karpát, na základe ktorej sa vyčleňujú, je kriedový (predsenónsky) vek vrásnenia a vzniku príkrovov (subtatranská fáza). Vo vonkajších Karpatoch sa tieto procesy uskutočnili v postpaleogénnom období. Vnútorná poloha predneogénneho podložia prehlbeniny vo vzťahu k pieninskému bradlovému pásmu je podkladom zaradiť túto štruktúru k vnútrokarpatským jednotkám, aj keď vznik vrás a príkrovov prebiehal v období medzi paleogénom a neogénom. Severovýchodné a východné ohraničenie predmetného územia, rovnako ako aj pieninské bradlové pásmo, ktoré sa intenzívne vrásnili v období sávskej fázy, možno vyčleniť ako zväzujúci článok vonkajších a vnútorných Karpát. Na severozápade leží neogén transgresívne už na štruktúrno-faciálnych zónach vonkajších Karpát.

Kričevská zóna a užhorodsko-iňačovská paleozoická elevácia sú na západe (na území ČSSR) ohraničené priečnymi zlomami, ako sú hornádske a vihorlatský. Kričevskú zónu na východe ohraničuje zlom prebiehajúci po línii Ganiči—Solotvino. Hranice vlastnej zakarpatskej prehlbeniny sú v podstate totožné s týmito zlomami. Chýbanie analógov mnohých stratigrafických komplexov podložia zakarpatskej prehlbeniny za jej hranicami, neprítomnosť synorogénnych granitoidných hornín a intruzívnej fázy ofiolitového magmatizmu, charakteristických pre ostatné rajóny vnútorných Karpát a pre typické augeosynklinálne zóny vôbec, blokovo-šupinový charakter stavby kričevskej zóny, ktorou sa odlišuje od alpinotypných centrálnych Západných Karpát a rumunského Marmaroša, popaleogénny vek hlavných vrásnivých procesov a vzniku príkrovov a nakoniec chýbanie príznakov predsenónskych tektonických defor-

mácií hovoria o tom, že za karpatskou prehĺbeninou v predneogénnom období existoval samostatný segment vnútorných Karpát, ktorý bol časťou obrovskej panónsko-volynskej priechnej depresie, presekávajúcej celé Karpaty a zasahujúcej až na ruskú platformu a panónsky masív (obr. 1).

Samotný vznik a vývoj zakarpatskej prehĺbeniny súvisí s existenciou a aktivitou tejto veľkej štruktúry. Severná a južná hranica zakarpatskej prehĺbeniny vznikli poklesávaním pozdĺž smerného peripieninského a pripanónskeho hlbinného zlomu, západnú a východnú hranicu v neogéne určovali zlomy, ktoré ohraničovali panónsko-volynskú priečnu depresiu.



Obr. 1. Schéma štruktúrneho postavenia predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny (bez neogénneho obalu)

1—3 — Vonkajšie Karpaty: 1 — magurská zóna, 2 — duklianska zóna, 3 — rachovská zóna s. l.; 4 — zakarpatský alebo peripieninský hlbinný zlom, 5 — pripanónsky hlbinný zlom, 6 — marmarošský kryštallický masív, 7—13 — Vnútrorné Karpaty: 7 — marmarošská depresia a jej severozápadné pokračovanie, 8 — paleogénne depresie podhalského typu, 9 — tatroveporidy, 10 — gemeridy, 11 — kričevská zóna, 12 — užhorodsko-iňačovská paleozoická elevácia, 13 — elevácia Apusenských vrchov; 14 — Kalimansko-harghitské vulkanické pohorie, 15—19 — vnútrokarpatské neogénne kotliny: 15 — Transsylvánska kotlina, 16 — ohraničenie Transylvánskej kotliny v paleogéne, 17 — Panónska kotlina, 18 — Košická kotlina, 19 — Juhoslovenská kotlina; 20 — miškovecké hrastové elevácie paleozoika a mezozoika, 21 — hranice panónsko-volynskej priechnej depresie, 22 — hlavné zlomové štruktúry.

Paleozoické horniny užhorodsko-iňačovskej elevácie sú na našom území zastúpené dvoma komplexmi (M. I. Petraškevič 1971). Spodný (karbonatický) sa skladá z vápencov a slieňov, miestami s vrstvičkami metamorfovaných argilitov. Vrchný (bridličnatý) zastupujú kryštallické bridlice s polohami vápencov. Podobne ako užhorodský blok sa paleozoikum kričevskej zóny (rajón Velikaja Dobroň) skladá z dvoch komplexov, avšak ich uloženie je opačné, t. j. navrchu leží karbonatický a pod ním bridličnatý komplex.

Jeden z blokov pripanónskeho hlbinného zlomu (čopská elevácia) má paleozoikum zastúpené sludnatými bridlicami s polohami pieskovcov a dolomitických vápencov. Zriedkavo sú prítomné silno premenené plagioklasové porfyrity.

Vek uvedených hornín nie je jednoznačne určený. Na základe analógie s pozdišovsko-iňačovským blokom východného Slovenska možno ich podmienčne zaradiť k strednému — vrchnému paleozoiku. Ich mocnosť je minimálne 500 m.

Pod paleozoickými horninami zrejme leží bajkalský komplex, prepracovaný počas ďalšieho vývoja. Okrem výsledkov hlbínnej seizmiky to dosvedčuje prítomnosť bajkalíd na mnohých úsekoch karpatsko-balkánskeho systému.

Paleozoikum, ktoré je na severozápade prekryté mezozoikom, paleogénom alebo priamo neogénom, je podľa údajov hlbínnej seizmiky (A. B. Čekunov — L. P. Livanova — V. S. Gejko 1969) rozšírené aj ďalej na východ až do oblasti marmarošského kryštallického masívu, kde vychádza na povrch. Na juhovýchode sú paleozoické horniny uložené v hĺbke približne 7 km a chýbajú v úseku medzi riekou Teresva a ich povrchovým výskytom v marmarošskom masíve. V doline Teresvy badať výzdvih prekambriického (?) kryštallického komplexu, ktorý bol sprevádzaný veľkým priečnym zlomom. Zlomy a elevácie, ktoré pozorovali geofyzici v doline Teresvy, majú priebeh kolmý na karpatský smer a ohraničujú západnejšie pozdĺžne štruktúry a zlomy. Takáto náhla zmena orientácie sa dá vysvetliť, ak berieme do úvahy, že v danom rajóne bola dôležitá hranica vymedzujúca na severovýchode panónsko-volynskú priečnu prehlbeninu.

Paleozoické horniny užhorodsko-iňačovskej elevácie a zóny pripanónskeho hlbinného zlomu sa od paleozoických komplexov centrálnych Karpát ostro odlišujú. Rozdiely sú také veľké, že niektorí geológovia uvažujú o marmarošskom type paleozoika ležiaceho pod neogénom Východoslovenskej nížiny. Hľadať analógiu medzi paleozoikom užhorodsko-iňačovskej elevácie a marmarošského kryštallinického masívu nie je správne, lebo uvedené štruktúry sú na protihľahých stranách pieninského hlbinného zlomu založené pred kambrim.

Trias pieninského bradlového pásma (S. S. Kruglov 1969) reprezentujú bloky tzv. pudingových pieskovcov a gravelitov s kaolinickým cementom, ktoré sú vtlačené do mäkkého obalu kriedových hornín.

V kyjevskej zóne boli triasové horniny zastihnuté vrtmi na územiach Zaluž, Velikaja Dobroň a Sokirnica. V rajóne Zaluž sú to vápence a dolomity, miestami s polohami pieskovcov, aleuritov a lavicovitými telesami diabázových a dacitových porfyrítov a tufov. V okolí osady Velikaja Dobroň prevládajú v profile pestré kremité argility a aleurity, v rajóne Sokirnica prevládajú polymiktné pieskovce. Mocnosť triasu prevyšuje 400 m.

Fácie triasu sú v celej karpatskej oblasti jedného typu a ich špecifický

vzhľad umožňuje nachádzať ich analógy v susedných regiónoch. Triasu kričevskej zóny (rajón Zaluž a Sokirnica) faciálne zodpovedá stredný a vrchný trias Západných Karpát a severozápadných rajónov Maďarska, ďalej efuzívno-sedimentárne horniny známe v rajóne Zaluž podobné strednému triasu pohoria Bükk a Rudabánya. Triasový komplex pripanónskeho hlbinného zlomu (diabázy a diabázové tufy s polohami a úlomkami rádiolaritových hornín a kremitých vápencov) zodpovedá strednému triasu rieky Bodva (Maďarsko) a spodnému triasu Nízkych Tatier.

Jurské horniny pieninského bradlového pásma sú dobre prebádané v mieste ich východov na povrch (V. I. Slavin 1963, S. S. Kruglov 1971). Juru zastupujú všetky tri oddelenia a pozostáva prevažne z ílovito-karbonatických hornín.

Na území Sokirnica (kričevská zóna) zastupujú juru tmavosivé prevrásnené argility, striedajúce sa s rovnakými aleuritmi, slieňmi a kryptozrnitými organogénnymi vápencami. Početné posidónie a amonity svedčia o spodno- — strednojurskom veku tmavých hornín (A. A. Matvejeva — P. S. Dmitrijeva — I. L. Pavlik 1968). Ich mocnosť nie je pravdepodobne väčšia ako 300 m. Analogické horniny so zvyškami posidónií sa našli západne od osady Vinogradovo v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu. Jura, zastúpená posidóniovými vrstvami, nemá štruktúrno-faciálne analógy za hranicami prehlbeniny.

V severozápadnej časti kričevskej zóny sa jurské horniny s určitou neistotou stanovili. Len v rajóne Velikaja Dobroň sa našli krinoidové vápence stredno- — vrchnojurského veku. Ich mocnosť je približne 150 m.

Krieda pieninského bradlového pásma sa delí na štyri súvrstvia (odspodu navrch): svaľavské, tisalské, púchovské a jarmutské, ktoré sú uložené jedno na druhom bez prerušenia sedimentácie (S. S. Kruglov 1971). Mocnosť súvrství je malá, celková mocnosť kriedy v pieninskom bradlovom pásme je 300—350 m. Štúdium látkového zloženia titónsko-neokómskych vápencov svaľavského súvrstvia ukázalo, že tieto plytkovodné horniny sú organogénneho pôvodu a základná, kryptozrná hmota vápencov je jemne rozdrvený organogénny detrit.

Medzi horninami podložia prehlbeniny má najväčšie rozšírenie mohutný (mocnosť viac ako 1000 m) vrchnokriedový komplex, ktorý sa vyčleňuje ako kričevské súvrstvie (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969). Súvrstvie sa skladá z tmavosivých až čiernych argilitov s polohami sivých pieskovcov a aleuritov. Spodná časť súvrstvia obsahuje polohy a šošovky slieňov a vápencov. Horniny sa vyznačujú postupnými prechodmi bez ostrých hraníc medzi jednotlivými typmi a nemajú znaky flyšového pôvodu. Sú prevrásnené, často s tektonickými zrkadlami a drobnými žilkami kalcitu. Zo súvrstvia je dobre opísaná mikrofauna, ktorá ukazuje, že ide o vrchnú kriedu. Miestami pod súvrstvom vystupuje tmavý spodnokriedový komplex podobného zloženia. V Západných Karpatoch, v rumunskom Marmaroši a severných oblastiach Maďarska nie sú faciálne analógy kričevského súvrstvia známe.

Iný faciálny typ vrchnokriedových hornín reprezentujú hnedočervené slieňové polohy a šošovkami hnedosivých argilitov a slieňov, červených vápencov a svetlosivých pieskovcov a gravelitov. Tento komplex s veľkou mocnosťou (50—120 m) bol vyčlenený ako románske súvrstvie (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969). Okrem rajónu Zaluž, kde bolo súvrstvie prvý raz opi-

sané, je známe z vrto v rajónoch Iršavy, Tjačeva a v doline Tereble. Podľa veku, zloženia a vonkajšieho vzhľadu sa toto súvrstvie veľmi podobá púchovskému súvrstviu pieninského bradlového pásma, za ktoré sa často mylne pokladá. Románske súvrstvie reprezentujú miestne vyvinuté šošovkovité telesá pestrých hornín uprostred tmavých hornín kričevského súvrstvia (V. G. Sviridenko 1974). Dosvedčujú to polohy a šošovky pestrých hornín, ktoré možno pozorovať v jadre vrto vyhlbených v ostatnom období (dolina Tereble, pravý breh Tisy, západne a severne od mesta Tjačevo). Podľa celkového štruktúrneho postavenia a vzťahov so susednými komplexmi treba predpokladať, že spoločný románsko-kričevský vrchnokriedový bazén bol od západo-karpatského a marmarošského izolovaný.

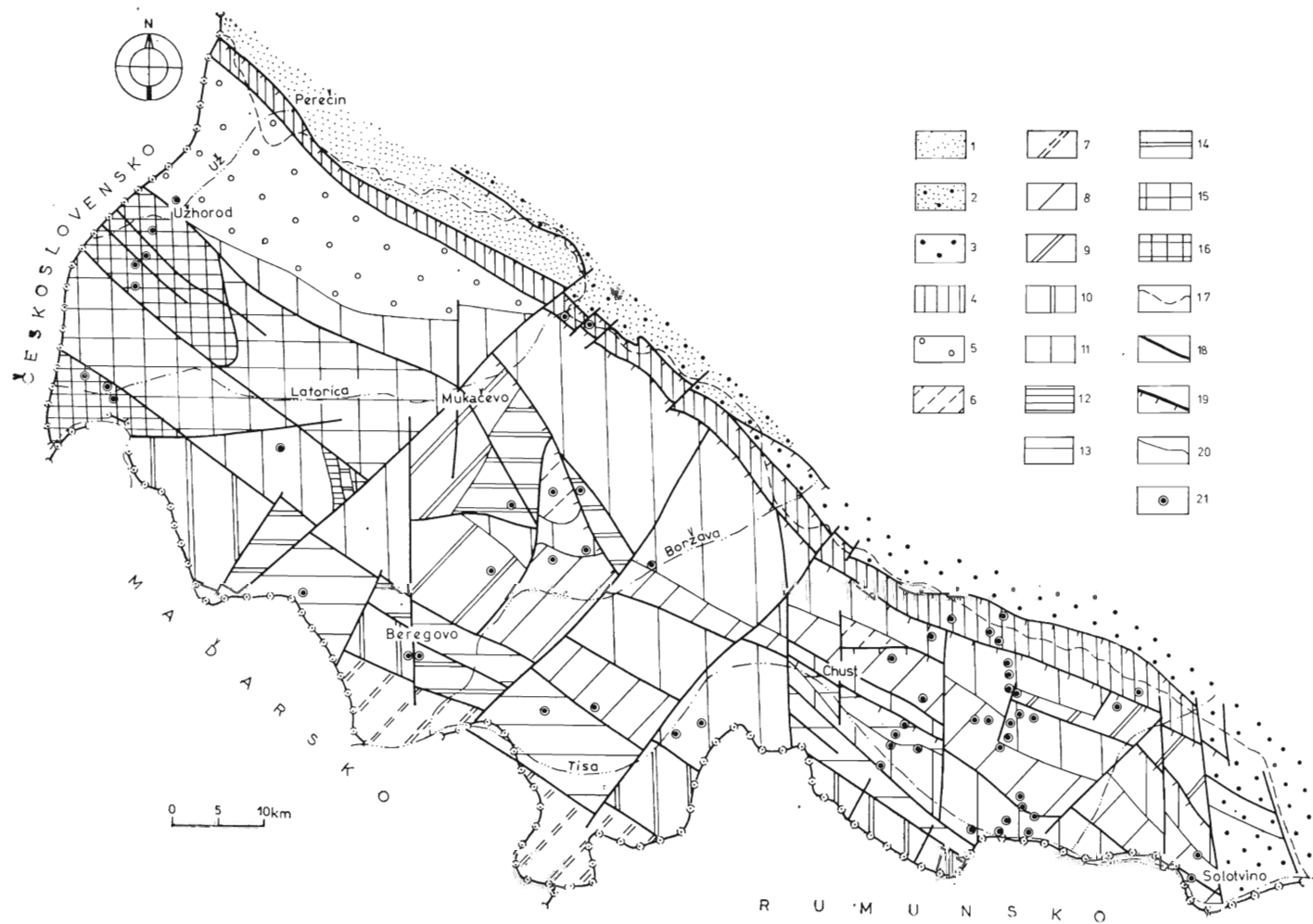
V súčasnosti je rozšírenejšia, ale aj slabšie potvrdená predstava o pokračovaní subatranských príkrovov do podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Jediným základom takejto predstavy bolo a aj ostalo porovnanie sedimentov objavených v rajóne Užhorodu s albom Humenských vrchov. Avšak ani zloženie porovnávaných komplexov, ani ich všeobecné postavenie v profile nedávajú podklad na uvedenú paralelizáciu. Tmavé horniny užhorodskej oblasti patria podľa všetkého do kričevského súvrstvia, ktoré v susedných oblastiach Československa, Maďarska a Rumunska nemá analógy. Nestretáme tam faciálne ekvivalenty kriedovo-paleogénnej efuzívno-sedimentárnej jednotky pripanónskeho hlbinného zlomu, ktorú reprezentuje striedanie rozlične intenzívne metamorfovaných (v rámci raného štádia fácie zelených bridlíc) argilitov, pieskovcov a ílovitých vápencov s vrstvomitými telesami plagiodiabázových porfyrítov. Podľa údajov o absolútnom veku a palinologických údajov možno vznik jednotky ohraničiť obdobím vrchnej kriedy a eocénu. Mocnosť je viac ako 200 m.

Horniny paleogénu sú rozšírené vo všetkých zónach podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Efuzívno-sedimentárne komplexy prehĺbeniny pokrývajú na severozápade pieninské bradlové pásmo a ležia na paleogénnom flyši magurskej a duklianskej zóny.

Paleogén monastyrskej podzóny marmarošskej zóny je zastúpený šopurským súvrstviem (eocén), ktoré vychádza na povrch pozdĺž severovýchodného a východného okraja prehĺbeniny. Pod neogénom a nasunutým komplexom kriedy a paleogénu (rajón Solotvino) zodpovedá vrchným častiam šopurského alebo spodnej časti dragovského súvrstvia mocný komplex pieskovcov s riedkymi polohami argilitov malej mocnosti (spodný — stredný eocén). Uvedené horniny možno z druhej strany porovnávať s flyšovým komplexom Marmaroša. Eocénový komplex marmarošského typu sa dá sledovať len vo východnej časti zakarpatskej prehĺbeniny.

Vulchovčichovské súvrstvie (konglomeráty, gravelity, stredno- a jemnorytmický flyš spodného a stredného eocénu) reprezentuje paleogén v zóne pieninského bradlového pásma (S. S. Kruglov — S. E. Smirnov 1968).

Flyš podhalského typu je známy z doliny rieky Už, kde sa skladá zo striedajúcich sa argilitov, pieskovcov a gravelitov (vrchná časť stredného — vrchného eocénu), menilitom podobných argilitov s občasnými polohami pieskovcov (spodný oligocén). Eocénová časť profilu podhalského flyša zodpovedá šaflarským, spodnooligocénová časť zakopanským vrstvám centrálno-karpatského (podhalského) flyša, rozšíreného na území Československa a Poľska. Na základe analýzy štruktúrneho postavenia, vzťahov k okolitým komplexom, zlo-



ženia a mocnosti je dokázané, že podhalský flyš je rozšírený pod neogénom zakarpatskej prehĺbeniny pravdepodobne až do doliny rieky Latorica. Jeho mocnosť je do 500 m.

Najstaršie horizonty paleogénu kričevskej zóny reprezentuje súvrstvie gravelitov s argilitmi, pieskovecami a naspodu so slieňmi, ktoré sa zistili v okolí osady Dulovo. Gravelity obsahujú strednoeocénový komplex numulitov (M. I. Petraškevič 1971).

Pestrý vrchný eocén (bajlovske súvrstvie) je známy z mnohých rájónov kričevskej zóny a reprezentujú ho červenohnedé, zelenosivé a sivé argility, aleurity, pieskovce a gravelity s postupnými prechodmi medzi nimi a s občasnými polohami tufov a tufitov. Mocnosť súvrstvia je minimálne 200 m.

Za hranicami prehĺbeniny nemá súvrstvie analógy, aj keď boli pokusy o paralelizáciu s pestrým komplexom centrálnych rájónov Marmaroša, ktoré boli podkladom na predĺženie marmarošských jednotiek na juhovýchodnú časť zakarpatskej prehĺbeniny. Uvedené komplexy sa skladajú z rozdielnych facií, majú odlišný vek a nemožno ich porovnávať.

Spodný oligocén (rájón osady Danilo) charakterizujú tmavé aleurity s polohami slieňov a pieskovcov (lazovské súvrstvie). Dlhý sa lazovské súvrstvie pokladalo za vrchnoeocénové (K. J. Gurevič 1956), avšak mikrofauna, zloženie a celkové postavenie tmavých komplexov v profiloch paleogénu mnohých zón Západných Karpát ukázali, že súvrstvie je spodnooligocénové. Mocnosť súvrstvia je okolo 200 m.

Takúto mocnosť má aj dunkovické súvrstvie, podmienené zaradené k oligocénom (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969), ktoré v okolí Zaluž reprezentujú čierne argility a slieň. Je pravdepodobné, že dunkovické a lazovské súvrstvie sú vekovými a faciálnymi analógmi zakopanských vrstiev centrálneokarpatského paleogénu a vrstiev Karelora epikontinentálneho komplexu Marmaroša, ktoré vznikali v podobných podmienkach v tom istom čase, avšak v rozličných bazénoch rozdelených eleváciami.

Geofyzikálne údaje a výsledky vrtov ukazujú na existenciu zlomov v predneogénnej podloží zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré sa odlišujú vekom, veľkosťou a orientáciou (obr. 2). Hlavná úloha pri vytváraní štruktúry podložja prehĺbeniny patrí pozdĺžnym a priečnym (vo vzťahu ku karpatskému smeru)

◀
Obr. 2. Schematická geologická mapa predneogénnej podložja zakarpatskej prehĺbeniny

1 — eocénny flyš magurskej zóny, 2 — kriedovo-paleogénny flyš duklianskej zóny, 3 — monastyrská podzóna marmarošskej zóny (eocénny flyš, vrchné časti z masívnych pieskovcov, predpokladá sa vrchná krieda), 4 — zóna pieninských bradiel (nerozdelené kriedové horniny s útesmi triasových a jurských hornín a transgresívne vulchovčikovské súvrstvie eocénu), 5 — vnútrokarpatský flyš podhalskej zóny (vulšavské súvrstvie, vrchný eocén — spodný oligocén), 6 — oligocén, dunkovické a lazovské súvrstvie, 7 — eocén až oligocén, predpokladaný budinsky vývoj (severný okraj Alfödu), 8 — vrchný eocén, bajlovske súvrstvie, 9 — nerozčlenený eocén, 10 — vrchná krieda — eocén pripanónskej zóny (argility, ílovité vápence a diabázy), 11 — kriedové horniny spolu (argility, aleurity, pieskovce, slieň, miestami pestré slieň a ílovité vápence), 12 — stredná — vrchná jura (krinoidové vápence), 13 — spodná — stredná jura (posidóniové vrstvy), 14 — nerozlišený trias, 15 — nerozlišené mezozoikum, 16 — stredné — vrchné paleozoikum (kryštálické bridlice, fylity, vápence), 17 — severovýchodná hranica zakarpatskej neogénnej prehĺbeniny, 18 — vertikálne a subvertikálne zlomy, 19 — násuny, 20 — transgresívne uloženie, 21 — vrty, ktoré dosiahli predneogénne podložie.

zlomom (M. I. Petraškevič — A. M. Živko 1969, M. I. Petraškevič — V. G. Svidirenko 1972). Pozdĺžne zlomy sú zviazané s rozvojom peripieninského a pripanónskeho hlbinného zlomu a vznikali pravdepodobne v predmezozoickom období. Tektonické pohyby sa na týchto zlomoch niekoľkokrát opakovali. Počas ďalšieho rozvoja boli pozdĺžne zlomy posunuté priečnymi, ktoré miestami mali charakter posunov. Niektoré priečne zlomy, predovšetkým svaľavský a ganičsko-solovinský, majú regionálny charakter a tiahnu sa ďaleko za hranice prehlbeniny. V čase sedimentácie flyša svaľavský zlom a s ním zviazané vzostupné pohyby podstatne vplývali na rozšírenie sedimentov a ohraničovali z východnej strany magurský a podhalský flyšový bazén. Nemenej dôležitú úlohu pri vytváraní predneogénneho dna zakarpatskej prehlbeniny a celej karpatskej vrásovej oblasti hral priečny zlom Ganiča—Solotvino. Na severovýchode sa spája s dubovsko-gruševským zlomom a ďalej sa tiahne cez celé Karpaty ako jeden mohutný zlom sprevádzajúci severobukovinskú priečnu eleváciu, vytvárajúc východnú hranicu panónsko-volynskej priečnej depresie.

Na západe, už na území Slovenska, panónsko-volynskú priečnu depresiu a s ňou aj zakarpatskú vnútornú prehlbeninu ohraničuje systém priečných zlomov na čele s hornádsnym. Tento zlomový systém hral podstatnú úlohu v geologickej histórii Karpát, a to v alpinskej a možno aj v predchádzajúcich periódach vývoja. Tento vplyv bol natoľko význačný, že niektorí autori z geologického hľadiska navrhujú v rájone hornádskeho zlomu hranicu medzi Západnými a Východnými Karpatmi. Okrem uvedených sú známe aj menšie priečne a severojužné poruchy, vytvárajúce spolu s pozdĺžnymi poruchami bloky rozličnej veľkosti.

Veľký význam pri vytváraní štruktúry podložia patrí príkrovom, ktoré sú dostatočne doložené len v juhovýchodnej časti zakarpatskej prehlbeniny (M. I. Petraškevič — J. V. Sovčík — V. O. Šakin 1966, M. I. Petraškevič — V. G. Svidirenko 1972). Zrejme sú rozšírenejšie, ale na pozadí blokov stavby podložia ťažko možno odhaliť regionálne násuny s veľkými amplitúdami horizontálnych pohybov. Pravdepodobne ich bude možno sledovať len v hraniciach jednotlivých blokov s násunmi na vzdialenosť nie viac ako 8—10 km. Podľa výsledkov vrtania je minimálna amplitúda násunu v rájdoch Solotvino a Sokirnica 3 km. Je možné, že zlom ohraničujúci na juhu sokirnický blok bol miestom založenia násunu.

Nateraz možno ustanoviť postpaleogénny vek násunov a formovanie bloko-vo-šupinovitej štruktúry podložia v sávskej fáze vrásnenia, pretože sa pri násune zúčastnili aj sedimenty paleogénu.

Hraničné štruktúry zakarpatskej prehlbeniny, ktoré súčasne tvorili dno neogénneho bazénu, sú pripanónsky a peripieninský hlbinný zlom. Ak sa berie do úvahy šupinovitý charakter stavby s násunmi vnútri neho a všeobecné násúvanie na severovýchod, možno predpokladať severovýchodnú vergenciu násunu. Pri vertikálnych pohyboch blokov často sprevádzaných posunmi mohli vzniknúť aj prešmyky s posunom hornín na juhozápad, alebo tento proces hral podradnú úlohu.

Predneogénne podlozie zakarpatskej prehlbeniny má zložitú heterogénnu bloko-vo-šupinatú stavbu a celková vrásovo-zlomová štruktúra podložia sa blíži ku germanotypnej stavbe s prevládanim zlomov nad vrásami ako k alpino-typnému typu, ako predpokladajú mnohí autori na základe analógie s cen-

trálnymi Západnými Karpatmi. Treba poznamenať, že príkrovová stavba nie je charakteristická už pre podložie Východoslovenskej kotliny, ktorá je najzápadnejšou časťou zakarpatskej prehĺbeniny a cez hornátsky zlom sa stýka so subtatranskými príkrovmi. Údaje z vrtných a geofyzikálnych prác ukázali, že sa predneogénne podložie východoslovenskej kotliny skladá z blokov nachádzajúcich sa na rozličnej hypsometrickej úrovni.

Zlomové poruchy silno komplikujú pretiahnuté elevácie podložia zakarpatskej prehĺbeniny, ktoré boli identifikované geofyzikálnymi prácami pozdĺž severnej a južnej hranice prehĺbeniny. V centre rozdeľuje elevácie depresná zóna. Jej os sa z centrálnej časti posúva na severozápad v dôsledku nevelkého zdvihu v doline Latorice a priečneho výstupu starého podložia pozdĺž línie Čop—Mukačevo. Vrty ukazujú, že v podloží prehĺbeniny sú nevelké úzke izoklinálne vrásky, ktorých zámky majú prevažne karpatský smer. Ich stavba sa s hĺbkou komplikuje. Vrásky sú často porušené zlomami a násunmi, horniny, z ktorých pozostávajú, postihla kliváž, pritom kliváž späť s vrásnením ešte pretína kliváž spojená so zlomami. Miestami badať počiatočné formy vývoja tektonických šošoviek.

Heterogénna stavba podložia mala vplyv na štruktúru neogénneho obalu a na jednotlivých miestach sa štruktúrne formy podložia odrážajú v neogéne. Vo väčšine prípadov vidieť nesúhlas štruktúrneho plánu predneogénneho a neogénneho komplexu, antiklinály v neogénnom obale sú výsledkom malých fáz vrásnenia a soľnej (diapírovej) tektoniky. Niektoré elevačné štruktúry neogénu možno interpretovať ako štruktúry kopírovania erozívnych výstupov podložia.

Miestami (svalavské súvrstvie pieninského bradlového pásma, krieda, paleogén pripanónskeho hlbinného zlomu) možno pozorovať synsedimentárne deformácie vrstiev.

Najstaršie efuzívne horniny (plagioklasové porfýryty, leukodiabázy a ich tufty) pravdepodobne paleozoického veku, ktoré sú dôkazom finálneho vulkanizmu hercýnskej geosynklinály, sa vyskytujú v čopskej elevácii v zóne pripanónskeho hlbinného zlomu. Mezozoický (možno triasový) magmatizmus sa prejavil vznikom diabázov, spilitov a tufov. Tieto horniny sa v rajóne Beregova striedajú s kremitými vápencami a silicitmi, s ktorými vytvárajú vulkanickú brekciu, ktorej vznik je spätý s podmorskou vulkanickou explóziou. Na základe striedania sa brekcií, diabázov, tufov a silicitov možno usudzovať o opakovaných explóziách sprevádzaných výlevmi bázičkej lávy. Mladší kriedovo-paleogénny vulkanizmus sa prejavil intrúziami plagiodiabázových porfiritov do slabo spevnených ílovito-karbonatických sedimentov.

Počiatočná etapa (trias) alpínskeho geosynklinálneho magmatizmu kričevskej zóny je charakteristická diabázovými porfýritmi, diabázmi a tuftmi striedajúcimi sa s argilitmi, kremitými pieskvcami a vápencami. Počas laramickej fázy vrásnenia došlo k výlevom diabázov a mandľovcových spilitov. Slabá vrchno-eocénová efuzívna činnosť je vyjadrená vznikom tufových a tufitových vrstvičiek v bajlovskom súvrství.

Masívne a mandľovcové kalidiabázy kriedového veku reprezentujú magmatizmus pieninského bradlového pásma.

Pre alpínsky predorogénny magmatizmus Zakarpatska je typické chýbanie veľkých masívov, intruzívnej fázy ofiolitového magmatizmu a synorogénnych granitoidných intrúzií, ďalej stálosť zloženia efuzívnych hornín reprezentó-

vaných predovšetkým diabázmi, spilitmi a ich tufmi s rovnakými petrografickými osobitnosťami a druhotnými zmenami.

Intrúzie a výlevy efuzív sa vždy pričleňujú k zlomom. Zlomky sú v jednom prípade syngenetické s intrúziou, v druhom prípade magma len využila zlomy ako zóny prenikania a lokalizácie. Príkladom posledného prípadu je oblasť Beregovskej pahorkatiny, kde sa kriedovo-paleogénne výlevy uskutočňovali na tom istom zlome, na ktorý sa viazali triasové podmorské explózie. Tento zlom poslužil ako prírodný kanál pri výlevoch liparitovej lávy.

Doručené 21. 7. 1975

Preložil S. Konečný

LITERATÚRA

- Гуревич, К. Я. 1956. К вопросу о стратиграфии третичных осадков Солотвинской впадины (по данным опорного бурения). Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 2—3, с. 210—219.
- Круглов, С. С. 1969: Про стратиграфічне положення пудінгових пісковиків і гравелітів в зоні пенінських скель (Закарпаття). ДАН УРСР, сер. Б, № 10, с. 874—877.
- Круглов, С. С. 1971. Геологическое строение Карпат. Стратиграфия (зоны Пенинских утёсов). К кн. „Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат.“ Тр. Укр. НИГРИ, вып. XXV, изд-во „Недра“, Москва, с. 100—141.
- Круглов, С. С. — Смирнов, С. Е. 1968: Палеоген зоны Пенинских утёсов Советского Закарпаття. „Советская геология“, № 2, с. 25—35.
- Матвеева, А. А. — Дмитриева, Р. С. — Павлик, И. Л. 1968: О юрских отложениях фундамента Солотвинской зоны Закарпатского прогиба. В сб. „Геология и геохимия горючих ископаемых“, вып. 14, изд-во „Наукова думка“ Киев, с. 54—56.
- Мерлич, Б. В. — Спитковская, С. М. 1965: Особенности верхненеогенового магматизма глубинных разломов Закарпаття. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, изд-во „Недра“, Москва, с. 55—68.
- Петрашкевич, М. И. 1971: Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. В кн. „Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат“. Тр. Укр. НИГРИ, вып. XXV, изд-во „Недра“, Москва, с. 216—226.
- Петрашкевич, М. И. — Живко, А. М. 1969: Краткая характеристика донеогеновых образований Закарпатского внутреннего прогиба. Бюлл. НТИ, сер. геол., методы поисков и разв. мест. нефти и газа, № 7, ОНТИ ВИЭМС, Москва, с. 65—67.
- Петрашкевич, М. И. — Свириденко, В. Г. 1972: Закарпатский прогиб (стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности и направление поисковых работ). В сб. „Проблемы нефтяной геологии Украины“, изд-во „Недра“, Москва, с. 59—65.
- Петрашкевич, М. И. — Совчик, Я. В. — Шаин, В. О.: 1966. Нові дані про фундамент Закарпатського неогенового прогину. ДАН УРСР, сер. Б, № 11, с. 1481—1483.
- Свириденко, В. Г. 1974: Про верхньокрейдові відклади фундаменту Закарпатського прогину. ДАН УРСР, сер. Б, № 5, с. 427—430.
- Славин, В. И. 1963: Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского массива. Госгеолтехиздат, Москва, 171 с.
- Чекунов, А. В. — Ливанова, Л. П. — Гейко, В. С. 1969: Глубинное строение земной коры и некоторые вопросы тектоники Закарпатского прогиба. „Советская геология“, № 10, с. 57—68.

GEOLÓGIA A NERASTNÉ SUROVINY FLYŠOVEJ ZÓNY SOVIETSKYCH KARPÁT*

(2 obr. v texte a 2 príł.)

V. N. BOJKO — S. S. KRUGLOV — G. G. SASIN — B. B. ČERNOBROV

Геология и полезные ископаемые Флишевой зоны Советских Карпат

Внешние (Флишевые) Карпаты в пределах СССР, сложенные преимущественно меловым и палеогеновым флишем, разделяются на Скибовую, Силезскую (Кросненскую), Черногорскую, Дуклянскую, Магурскую, Поркулецкую и Раковскую зоны. Во внешних Карпатах известны месторождения нефти и газа, полиметаллов, ртути, стройматериалов и других полезных ископаемых. Изучение геологии и полезных ископаемых осуществляется с помощью геофизических методов разведки.

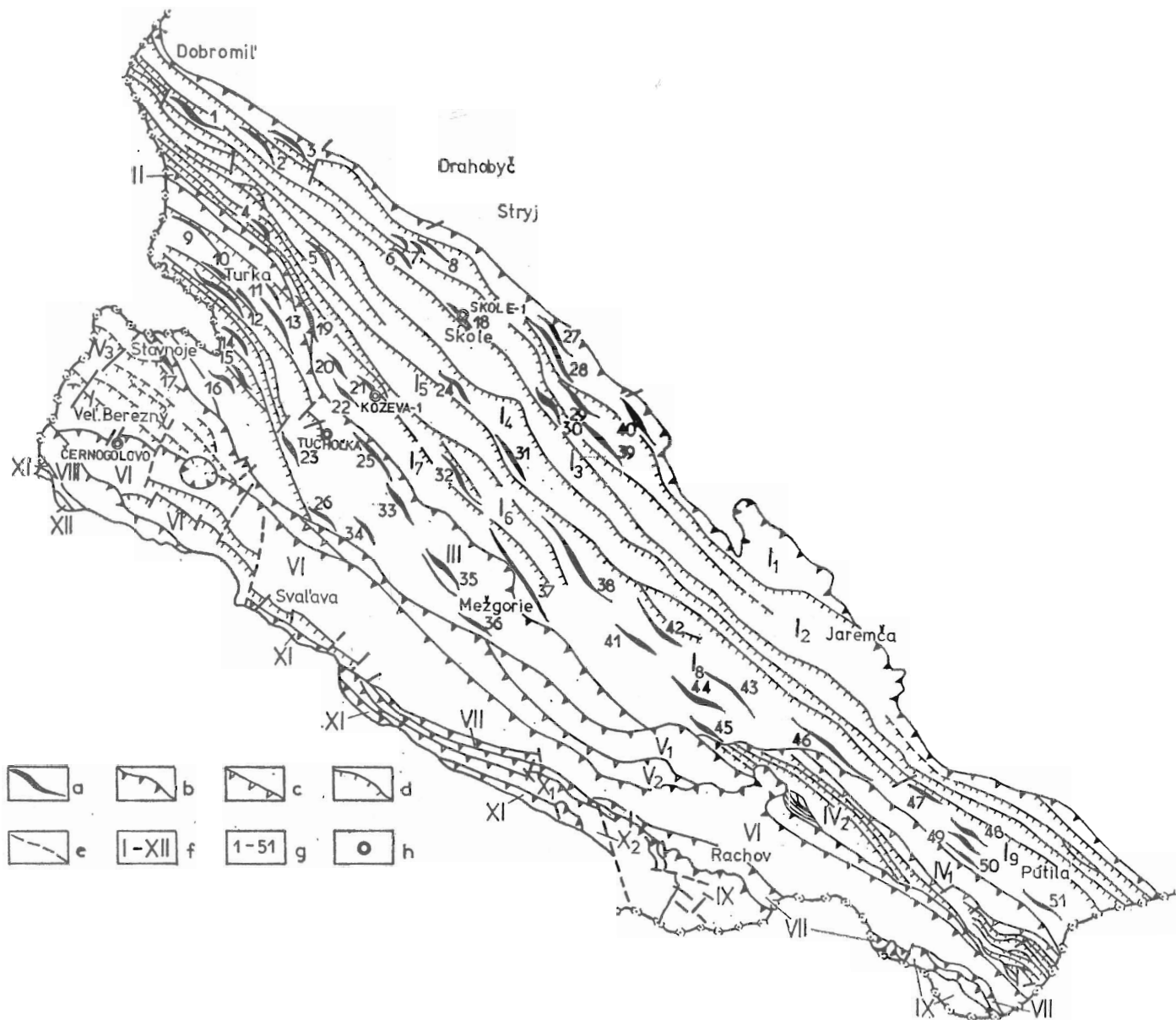
Geology and raw materials of the Flysch zone of the Soviet Carpathians

The Outer (Flysch) Carpathians are built mainly of Cretaceous and Paleogene flysch sequences and are divided in to the respectively. In the area Dukla, Magura, Porkulec and Rachov zone, respectively. In the area of of the Outer Carpathians crude oil and gas accumulations, as well as deposits of polymetallic ores, mercury, building metarials and other raw materials are known geological studies and raw material prospecting geophysical methods are used.

V karpatskom oblúku alpínskej vrásovej sústavy sa zvyčajne vyčleňujú vnútorné a vonkajšie Karpaty. Vnútrotnými Karpatmi sa rozumejú Tatry a ostatné južné štruktúrne jednotky oblúka vynárajúce sa spod pokryvu centrálnokarpatského paleogénu v ČSSR a PLR. Na sovietskom území sú tieto jednotky zrejme v podloží zakarpatskej prehlbeniny, ale tento problém nie je ešte vyriešený. Pod vonkajšími (flyšovými) Karpatmi sa rozumie vonkajšia časť oblúka reprezentovaná kriedovým a paleogénnym flyšom. Hranicu medzi nimi vytvára pieninské bradlové pásmo, ku ktorému sa na juhovýchode pričleňuje marmarošský masív. Západnú časť karpatského oblúka charakterizujú štruktúrne prvky, ktoré sa tiahnu cez PLR a ČSSR, väčšia, východná časť štruktúrnych prvkov je vyvinutá na území Rumunska. Vo flyšovej oblasti sovietskych Karpát sa vyčleňuje juhovýchodná a severozápadná časť, ktoré sa podstatne odlišujú komplexmi štruktúrno-faciálnych jednotiek (obr. 1, 2).

Krajnú, severozápadnú pozíciu zaberá skybová zóna, ktorá sa tiahne cez Karpaty od západných hraníc s PLR po južné hranice s RSR. Skybová zóna

* Prednesené na seminári v októbri 1974 v Košiciach.



sa vo svojej severozápadnej časti skladá zo šiestich veľkých šupín, skýb, ktoré sa od východu na západ nazývajú: beregovská, orovská, skolevská, parašská, zelemjanická a rožanská. Na juhovýchode prekrýva skybovú zónu čiernohorská zóna, ktorá sa delí na skupovskú subzónu na severe a jalovičorskú na juhu (V. V. Gluško — S. S. Kruglov 1971). Čiernohorská zóna hraničí na juhozápade s duklianskou.

Z juhu ohraničuje skybovú zónu sliezka (krosnianska) zóna. Na severozápade sa pri hraniciach s Poľskom zvyčajne podmienečne medzi skybovou a sliezskou zónou vyčleňuje subsliezska zóna (synonymá: podsliezska, ždánická, venglovecká a rozlučská), ktorá je mohutne vyvinutá na území PLR. Pravdepodobnejšie je, že táto zóna ako štruktúrna jednotka celkom vyклиňuje ešte na území Poľska.

Na sliezsku zónu je od juhu nasunutá duklianska štruktúrno-faciálna, ktorá pozostáva z troch subzón a vyклиňuje v doline rieky Belyj Čeremoš. Na rozdiel od uvedených zón, v ktorých vrchnú kriedu reprezentuje sivý flyš (skybová zóna a skupovská subzóna), pieskovcové súvrstvie (jalovičorská subzóna) alebo pestré slieňe (subsliezská zóna), je pre dukliansku jednotku charakteristické striedanie tmavých flyšových a mocných pieskovcových súvrství. V rámci duklianskej zóny sa z juhovýchodu na severozápad vyčleňuje bliznická, lužianska a stužická subzóna.

Neveľkú časť vonkajších Karpát na sovietskom území zaberá magurská štruktúrno-faciálna zóna. Jej východná hranica nie je presne stanovená.

Na juh od duklianskej zóny vystupuje porkulecká zóna. Jej hranice vymedzujú rozliční autori rozdielne. Krajné, juhovýchodné postavenie vo vonkajších Karpatoch zaberá rachovská zóna, ktorá sa nachádza medzi porkuleckou zónou na severe a marmarošským masívom a zónou marmarošských bradiel na juhu. Reprezentuje ju úzky prerušovaný pás tmavých spodnokriedových

Obr. 1. Tektonická schéma ukrajinských Karpát (podľa Ukr. NIGRI 1969, s úpravami) Skybová zóna: I₁ — beregovská skyba, I₂ — orovská skyba, I₃ — skolevská skyba, I₄ — skyba Paraška, I₅ — skyba Zelemjanka, I₆ — skyba Rožanka, I₇ — slavská kotlina, I₈ — ozeranská depresia, I₉ — verchovinská kotlina; II — subsliezska zóna; III — sliezka zóna; čiernohorská zóna: IV₁ — skupovská subzóna, IV₂ — jalovičorská subzóna; duklianska zóna: V₁ — bliznická subzóna, V₂ — lužanská subzóna, V₃ — stužická subzóna; VI — porkulecká zóna; VII — rachovská zóna; VIII — magurská zóna; IX — marmarošský kryštallický masív; marmarošská bradlová zóna: X₁ — vežanská subzóna, X₂ — monastyrská subzóna; XI — pieninská bradlová zóna; XII — podhalská zóna.

a — lokálne štruktúry (antiklinály); regionálne násuny; b — hranice štruktúrno-faciálnych zón, c — hranice štruktúrno-faciálnych subzón, d — ostatné násunové dislokácie; e — zlomy; f — indexy štruktúrno-faciálnych prvkov; g — číslo lokálnej štruktúry; h — oporné vrty.

Lokálne štruktúry: 1 — starjanská; 2 — starosamborská; 3 — voľa-blaževská; 4 — pasecká; 5 — zalokocká; 6 — schodnická; 7 — ropjanecká; 8 — orovská; 9 — chaščevská; 10 — zagorovská; 11 — turkovská; 12 — jablonská; 13 — ropavská; 14 — botelská; 15 — bitľanská; 16 — libochorovská; 17 — lužská; 18 — pobucká; 19 — potašňanská; 20 — bagnovatská; 21 — kozevská; 22 — pogarská; 23 — latorická; 24 — stenlivská; 25 — chutarská; 26 — volovecká; 27 — gošveská; 28 — vitvická; 29 — vygovská; 30 — lužanská; 31 — myslovská; 32 — novorožanská; 33 — oporecká; 34 — veprovecká; 35 — goljatinská; 36 — sojmenská; 37 — gorganská; 38 — pis-kavská; 39 — ilemská; 40 — lopjanecká; 41 — bertjanská; 42 — taupišírská; 43 — gropjanecká; 44 — dovžinská; 45 — stanislavská; 46 — vorochťinská; 47 — veliko-pogarská; 48 — poľanská; 49 — dichťinecká; 50 — konjatinská; 51 — foškinská.

sedimentov. Na území Rumunska sa nazýva vrchným vnútorným príkrovom alebo príkrovom Čachlau.

Vo flyšovej zóne sovietskych Karpát nie sú známe predalpínske geologické útvary. Tie sú známe z marmaroškého masívu a vonkajšej zóny predkarpat-skej prehlbeniny. V prehlbenine ich reprezentujú (podľa vrstov 24, 29, 33 Chod-noviči, 1 — Mostiska, 9 — Pynjany) fylity a chloriticko-sericitické bridlice červenej, zelenosivej a sivej farby a vrstvičkami kremencov a kremitých argi-litov. Ich vek sa hodnotí ako rifejský. Sú v hĺbke 2700—5000 m.

Alpínsky komplex je nezvyčajne rôznorodý. Vyčleňujú sa v ňom tri zá-kladné štruktúrne etáže. Spodnú štruktúrnú etáž, ktorá zodpovedá kváziplat-formnej a leptogeosynklinálnej etape rozvoja, reprezentujú triasové, jurské, príp. spodnokriedové sedimenty. Stredná etáž sa skladá z flyšových hornín kriedy a paleogénu, ktoré zodpovedajú vlastnej geosynklinálnej etape rozvoja Karpát. Vrchná etáž zodpovedá molasovej formácii prehlbením.

Vo flyšových Karpatoch sú rozšírenejšie sedimenty kriedy a paleogénu (moc-nosť väčšia ako 6 km). Spodnú kriedu zastupujú tmavé pieskovcovo-ílovité, inokedy karbonatiko-pieskovcovo-ílovité horniny (rachovské, šipotské a spass-ké a spasské súvrstvia) kotlinskej série (podľa L. K o š a r s k é h o). Vrchná krieda sa na veľkej časti územia skladá z dvojkomponentného sivého flyšu. Spodnú časť tvoria slieňe a argility, vrchnú mocné súvrstvia pieskovcov. V duklianskej zóne zodpovedá vrchnej kriede tmavý flyš bereznianskeho a trosteneckého súvrstvia. Paleocénno-eocénový komplex je reprezentovaný predovšetkým jemnorytmickým sivozeleným a pestrofarebným flyšom s po-lohami masívnych pieskovcov, ktorých pribúda zo severozápadu na juho-východ. V doline riek Putila a Sučava zastupujú paleogén a neogén takmer výhradne hrubovrstvovité pieskovce. Prakticky všade je v nadloží eocénu ho-rizont globigerinových slieňov. Oligocén flyšových Karpát je vyvinutý v týchto faciách: v menilitovo-krosnianskej na severe (skybová a sliezská zóna), dusin-sko-krosnianskej (duklianska zóna) a dusinsko-krosnianskej na juhu (porku-lecká zóna). Sú to tmavé ílovité alebo karbonatiko-ílovité sedimenty, na juhu ich nahrádza sivý vápencový flyš krosnianskeho súvrstvia alebo masívne malovyženské pieskovce. Vedúcimi horizontmi sú rohovcový a golovecký (jas-liansky). Zjednodušenú schému stratigrafie kriedy a paleogénu vzrásnenej zóny sovietskych Karpát uvádza tab. 1 a 2. Rovnako ako pre ostatné segmenty kar-patského oblúka aj pre sovietske Karpaty je charakteristický vrásovo-príkro-vovo-šupinovitý štruktúrny štýl.

Štruktúrno-faciálne zóny sú samostatnými veľkými príkrovmi, ktoré sú čiastočne alebo úplne odtrhnuté od svojho predflyšového podkladu a pre-miestnené na severovýchod smerom k platforme. Morfológia povrchu násunov sa v jednotlivých zónach mení. Možno ju rozlišovať aj v rámci toho istého násunu. Napríklad skybový príkrov má veľmi strmý (dokonca prevrátený) úklon násunovej plochy vo frontálnej časti, mierny úklon v centrálnej a opäť príkry v tylovej časti (2) (V. V. G l u š k o — S. S. K r u g l o v 1971). Podstatne sa mení veľkosť úklonu násunovej plochy aj v pozdĺžnom smere. Amplitúda horizontálneho pohybu nie je presne stanovená, ale všade je veľká. Na naj-väšciu vzdialenosť sa zrejme presunul skybový príkrov, a to v severovýchod-nom smere. Maximálna aplitúda preukázaná geofyzikou a hĺbkovými vrtmi je 20 km. Treba poznamenať, že 10 až 15 km od čela príkrovu úklon rýchlo narastá. Horizontálna a vertikálna zložka tejto strmo upadajúcej časti príkrovu

sa doteraz nestanovila. Spodná príkrovová plocha je v hĺbke viac ako 7 km (obr. 2).

Morfológia príkrovov ostatných štruktúrno-faciálnych zón je prebádaná slabšie. O veľkom horizontálnom posune porkuleckej zóny svedčí veľké tektonické okno hory Petros vo vrchnej časti doliny Čiernej Tisy. V tomto rájone je násunová plocha takmer horizontálna, ale smerom na severozápad a juhovýchod od polokna sa rýchlo mení na strmú a miestami násun prechádza do normálneho prešmyku. Veľké tektonické okná nie sú v sovietskych Karpatoch známe. Je tam však tektonická šupina hory Polonina Rovna (poloniny Runa), ukazujúca na nezvyčajne komplikovanú príkrovovú stavbu južného sklonu sovietskych Karpát. Šupina je zrejme denudačným zvyškom retrošárie, ktorá zaberala najvyššiu hypsometrickú úroveň.

Príkladom výrazných zmien vo veľkosti aplitúdy horizontálnych pohybov v rámci jedinej štruktúrno-faciálnej zóny je napr. subsliezsky príkrov. V jeho najzápadnejšej časti, na území ČSSR, kde je známy ako ždánická zóna, je to mierne uklonená (miestami horizontálna) štruktúrna jednotka zložená z kriedového a paleogénneho flyšu a premiestená niekoľko desiatok km (miestami viac ako 30 km) na sever. Ďalej na východ, už na území PLR, si táto zóna udržiava príkrovovú stavbu s postupným zmenšovaním aplitúdy presunu. Podľa údajov poľských geológov nie je už severný okraj zóny v blízkosti sovietskych hraníc ohraničený násunom, ale prešmykom a v okolí Ustrík Dolných celkom vyклиňuje. Geometrické pokračovanie tohto na východ vyклиňujúceho príkrovu možno na území Ukrajiny sledovať podľa hustého systému neveľkých zlomov, v dôsledku čoho vzniklo v tejto oblasti niekoľko úzkych šúpín. Tieto šupiny spájajú sliezsku zónu už priamo so skybovou zónou. Uvedená zákonitosť je charakteristická aj pre druhý, sliezsky príkrov, ktorý zaujíma viac vnútornú pozíciu. Od mierne uklonenej dosky na území ČSSR a PLR preberá táto zóna smerom na východ vlastnosti charakteristické už pre autochtónne jednotky a na území Ukrajiny sa môže k príkrovom zaraďovať len podmienene.

Podľa charakteru zvrásnenia sa tektonické zóny navzájom odlišujú slabo, čo zrejme súvisí s približne rovnakými fyzikálnymi vlastnosťami ich hornín (flyš).

Vo flyšových Karpatoch prevláda drobné izoklinálne zvrásnenie, vyvinuté vo všetkých zónach bez výnimky a často zastierajúce morfológiu väčších štruktúrnych foriem. Viac-menej individuálny štýl vnútornej štruktúry má len skybová a sliezka zóna. Pre prvú je charakteristický, ako sme už spomenuli, vývoj veľkých monoklinál (skýb), ktorých počet v jednotlivých profiloch sovietskych Karpát kolíše od dvoch do šiestich. Niektorí geológovia ich uvádzajú o niečo viac, zaraďujúc k nim najvnútornejšie jednotky v teréne veľmi rozšírených oligocénových súvrství.

Pre sliezsku zónu sú typické úzke špicaté a hrebeňovité antiklinálne vrásy a široké synklinály sprevádzané drobnými vrásami. Pokiaľ ide o ostatné tektonické jednotky rozložené najmä na južnom sklone, tie sa od seba odlišujú morfológiou vrásových a zlomových štruktúr veľmi málo. Základom pre ich členenie sú predovšetkým litologicko-faciálne kritériá. Väčšie alebo menšie antiklinálne štruktúry perspektívne z hľadiska vyhľadávania ropy a zemného plynu sú najmä v skybovej a sliezskej zóne.

Štúdium hlbinej stavby flyšových Karpát sa opiera o regionálny výskum, najmä geologické mapovanie, hlboké vrty a geofyzikálne práce. Dôsledkom

nízkeho ocenenia perspektív ropoplynonosnosti flyšových Karpát je objem realizovaných vrtných a geofyzikálnych prác relatívne malý (V. N. Bojko — M. S. Jariš — I. I. Borodatyj 1970, V. P. Kompancev — N. M. Timofeeva 1965). Táto skutočnosť a navyše zložitosť stavby územia ukazujú, že hodnovernosť poznatkov o stavbe územia je nedostatočná. V súvislosti s tým treba uvedené predstavy chápať ako predbežné, žiadajúce si overenie následnými geologicko-geofyzikálnymi prácami.

Z geofyzikálnych prác pripadá veľká časť na gravimetriu. Gravitačné pole karpatského regiónu pozostáva z rozľahlých pretiahnutých tiažových mínim. V sliezskej a duklianskej zóne sú anomálie pásmového charakteru. Hlavné minimum zodpovedá predkarpatským depresiám. Na základe nameraného poľa sa vyčleňuje skupina veľkých geotektonických jednotiek, lokálne pole ukazuje špecifiká všeobecnej stavby menších štruktúrnych jednotiek. Vo zvrásnených Karpatoch sa vyčleňujú skupiny lokálnych maxim a mínim, zoskupujúce sa v pásme severozápadného smeru, ktoré sú odrazom poklesovo stupňovitej stavby predalpínskeho podložia. Tieto práce sú podkladom na vyčlenenie veľkých zlomov, dokumentujúcich blokovú stavbu celého regiónu.

V nezvyčajne zložitých tektonických a orografických podmienkach sa v zvrásnenej oblasti robili seizmické merania KMPV — HSS (hlbinná seizmická sondáž) na profiloch Čop — Sambor, Dolina — Vinogradovo a Jaremče — Rachov. Metóda reflexie sa uplatnila len na profile Stryj — Svaľava. V sliezskej zóne sa vykonali aj plošné seizmické merania. Najväčší objem mali v beregovskej, orovskej a skolevskej skybe. Tu sa v súčasnosti robia rozsiahle reflexné seizmické merania s niekoľkonásobným prekrytím. Najkompletnejší a priamočiarý je profil Čop — Sambor. Sú na ňom zaregistrované vlny od dislokovaných mezozoicko-paleozoických útvarov, kryštallického podkladu, „bazálnej vrstvy“ a plochy Moho. Prvé dve rozhrania dali lomené, refragované vlny, plocha Moho odrazené vlny. Najvýraznejšou črtou vlnového obrazu flyšových Karpát je relatívne dobrá rýchlostná diferenciácia geologického profilu. Okrem toho je typická prítomnosť početných zón difrakcie a pohlcovania vln, ktoré spôsobila tektonika. Zložitý záznam je príčinou toho, že vlny z flyšového komplexu nemožno využiť na konštrukciu hraníc lomu vln. Avšak zóny pohlcovania a difrakcie sú kvalitným ukazovateľom na vyčleňovanie tektonických zlomov.

V hraniciach duklianskej a magurskej zóny sa vlny z mezopaleozoika (?) dajú sledovať na vzdialenosť 25—30 km a registrujú sa aj v prvých nasadeniach. Maximálne vzdialenosti registrácie sú 60—65 km. Je pravidlom, že sa v druhých nasadeniach vln z mezopaleozoika (?) registrujú ešte 2—3 fázy akejsi vlny s rovnakými alebo o niečo väčšími relatívnymi rýchlosťami, čo veľmi komplikuje interpretáciu.

Vlny kryštallického podložia sa oneskorujú a dajú sa sledovať viac-menej spoľahlivo len z platformných bodov explózie po priesmyk rieky Už. Zložitý zápis vln z kryštallického podložia je pravdepodobne dôsledkom jeho blokovej stavby vo flyšových Karpatoch.

Vlny odrazené od bazaltovej vrstvy sporadicky registrovali v čase 13—18 sec na 60—80 km od miesta explózie. Charakter zápisu odrazených vln od plochy Moho ukazuje, že v centre Karpát táto plocha vytvára eleváciu. Údaje o ploche Moho umožňujú predpokladať, že hlavnou príčinou tektonických pohybov zapríčiňujúcich pohyb flyšových molás na severovýchod a vznik násunov a prí-

krovov boli procesy vo vrchnom plášti (S. I. Subotin — G. L. Naumčik — I. Š. Rachimova 1964).

Oporný vrt Černomogolovo-1 (porkulecká zóna) dokázal, že údaje KMPV — HSS signalizovali oveľa menšiu hĺbku podložja, ako zodpovedá skutočnosti. Tento vrt hlboký 3615 m sa skončil vo flyšových horninách kriedy, zatiaľ čo seizmické údaje v tomto regióne odúvali hĺbku podložja okolo 1 km.

Prvý profil Poľana—Svaľava—Stryj sa uskutočnil v roku 1961. Profil zodpovedá pásnu v šírke 3—8 km a dĺžke 120 km, kde sa realizovali priestorové reflexné merania. Najkompletnejšie, a to do hĺbky 5—6 km, sa preskúmala štruktúra skybovej zóny, najmenej sliezska zóna. Duklianska zóna podľa seizmickej charakteristiky zodpovedá sliezskej. Magurská zóna bola preverená do hĺbky 4—5 km. Priebeh násunov po vertikále sa rekonštruoval na základe údajov reflexných plošiek a geologického mapovania. Avšak otázka úklonu násunov nebola vždy jednoznačne vyriešená. Získané údaje nevylučujú možnosť existencie príkro uklonených násunov.

Ako výsledok plošných seizmických reflexných meraní sa v hraniciach sliezskej zóny (Čašče—Jablonov—Boryňa) zostavili štruktúrne zóny predpokladaných seizmických horizontov. Takýmto spôsobom sa preverila čaščecko-šumjačská a jablonovská antiklinála. Prvá štruktúra severovýchodného smeru je prebádaná na juhovýchod od hraníc s PLR do vzdialenosti 20 km. Jablonovská vrása sa sledovala od osady Šandrovec na severozápade po osadu Nižnyj Turov na juhovýchode. Juhozápadné krídla vrás sú preštudované dobre a majú strmý úklon (do 70°), severovýchodné krídla a sedlá vrás nie sú v seizmických materiáloch zobrazené.

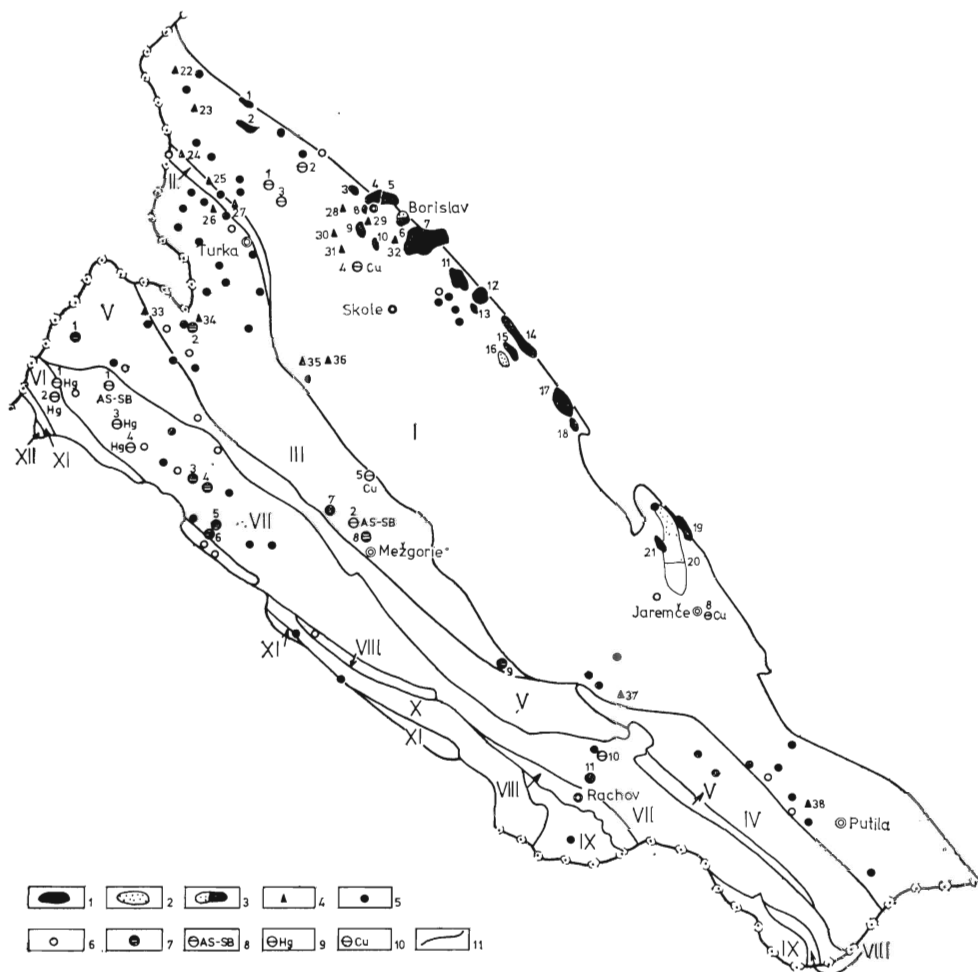
Všetky vrásky sa pričnými zlomami rozdeľujú na jednotlivé bloky, počínajúc od severozápadu je to lomnecký, šandrovecký, jablonovský a melničský blok.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje čaščecko-šumjačská a jablonovská ponorená antiklinála. Ich juhozápadné krídla ležia pod presunovými plochami vrás rovnakého názvu. Tie majú pretiahnuté a príkro uklonené (30—40°) juhozápadné krídla. Sedlové časti sa nedajú vždy spoľahlivo sledovať. Pomocou seizmických prác sa v sliezskej zóne Karpát riešili všeobecné tektonické zákonitosti. Súčasne so seizmickou sa vykonávali aj vrtné práce. Vo vrásovej zóne Karpát je 5 oporných vrtov s celkovou metrážou 15 671 m, z toho 4 sú na profile Stryj—Poľana—Svaľava. Ich cieľom je objasniť stavbu jurských bradiel pieninskej zóny a stanoviť perspektívy ropoplynosnosti pieninskej, magurskej a duklianskej zóny. Vrt Svaľava 1, ktorý je v pieninskej zóne, prevrтал v hĺbke 1140 m paleogénny flyš porkuleckej zóny. Vrt Svaľava 2, lokalizovaný v holubinskej synklinále porkuleckej zóny, prešiel v intervale 190—3174 m najskôr paleogénom a potom nemým súvrstvím zrejme spodnokriedového alebo vrchnokriedového veku. Vrt Skole 1, ktorý je hlboký 4090 m, neprenikol ani cez stryjské sedimenty orovskej skyby. V jeho blízkosti sa založil ďalší oporný vrt Sinevidnoje 1 s projektovou hĺbkou 6800 m, ktorého cieľom je navrátať predalpínske podložie Karpát. V sliezskej zóne je na uvedenom profile vrt Kozeva 1. Ten prevrтал v hĺbke 3345 m stryjské sedimenty skyby Rožanka a dokázal, že kozevská antiklinála patrí do skybovej zóny. Oporný vrt Dolgoje 1 (zóna mar-marošských bradiel) prenikol cez vrchnú kriedu, potom cezolistostromy spodnej kriedy (sojmuľské súvrstvie) a v hĺbke 2165 m vošiel do strmo uložených hornín (80—90°), pravdepodobne rachovského súvrstvia, v ktorom sa v hĺbke 3125 m skončil. V sliezskej zóne vrty Lomna 1 a Lomna 2 (hlboké 3307

a 3316 m) ostali v krosnianskych vrstvách. Ukázali, že oligocén v tomto rajóne nie je z hľadiska roponosnosti perspektívny.

Vo flyšovej zóne sovietskych Karpát poznáme ložiská ropy a zemného plynu, polymetalických rúd, ortuti a iných nerastných surovín. Len v skybovej zóne sa dokázala ropoplynosnosť priemyselného významu. Sliezska, subsliezska a duklianska zóna sú v tomto smere neperspektívne. V hraniciach týchto zón je známych okolo 20 malých, v súčasnosti vyčerpaných a nevyužívaných ložísk ropy a zemného plynu. V ostatných štruktúrno-faciálnych zónach tejto oblasti sú len niektoré indicie ropy a zemného plynu zistené vo vrtoch, studniach a na povrchu (obr. 3).

Neprítomnosť veľkých ložísk je spôsobená intenzívnym tektonickým prepracovaním jednotlivých antiklinál alebo šupín a ďalej chýbaním väčších rezervoárov a tesniacich clôn. Predpokladá sa, že roponosnými horninami vo zvrásnených Karpatoch sú horniny spodnej kriedy (spasské a šipotské sú-



vrstvie) a menilitové súvrstvie oligocénu.

V skybovej zóne sa od druhej polovice minulého storočia ťažilo a doteraz sa ťaží z 15 malých ložísk ropy. 14 z nich je v beregovskej, orovskej a skobelevskej skybe. Sú to tieto ložiská: Starjava, Rossochy, Strelbiči, Opaka, Schodnica, Uryč, Vapnjarka, Orov, úseky MEP a Miriam v Borislavi, Starýj Kropivník, Rybník, Bitvica a Pasečnaja. Štyri ložiská sú pozdĺž juhozápadnej hranice zóny. Sú to Pogar, Kozeva, Jasiňa a Dichteneč.

V severovýchodnom pásme sa ložiská ropy viažu na úzke antiklinály a šupiny, ktoré obsahujú vrstvové ložiská v pieskovcoch vrchnej kriedy, v paleocéne (jamenské súvrstvie), eocéne alebo v menilitovom súvrství. V južnom pásme sa ložiská ropy viažu na pieskovce menilitového a krosnianskeho súvrstvia oligocénu v rovnakom type vrás.

Z väčšiny uvedených ložísk sa už neťaží. V ťažbe sú len ložiská Schodnica, Uryč, Strelbiči, Pasečnaja a ďalej ložiská MEP a Miriam v Borislavi, ktoré sú však staré a značne vyčerpané, výdatnosť vrtovej je nepatrná (od niekoľko desiatok kg do 11 ton za 24 hodín).

Hlboké vrty vyhlbené v povojnových rokoch v hraniciach skybovej zóny zistili početné indicie ropy a zemného plynu v paleogéne a vrchnej kriede v relatívne veľkých hĺbkach (Blaževská, Orov, Kozeva a i.). Dobré výsledky, ukazujúce potenciálnu perspektívnosť tejto zóny, sa dosiahli v oblasti Vygoda—Vitvica a Tanjava.

Prieskum územia Vygoda—Vitvica, zameraný na vyhľadávanie ložísk pod násunovou plochou borislavsko-pokutskej zóny v predkarpatskej prehlbenine, objavil v presunutom komplexe skybovej zóny vygodské ložisko zemného plynu. Malé náleziská zemného plynu sa viažu aj na stryjské sedimenty vrchnej kriedy beregovskej a orovskej skyby. Získali sa prítoky plynu s potenciálnou kapacitou 9—50 tisíc m³/24 hod. Zásoby plynu v týchto náleziskách sa odhadujú



Obr. 3. Mapa nerastných surovín flyšovej zóny sovietskych Karpát

I — skybová zóna, II — subsľiezka zóna, III — sľiezka zóna, IV — čiernohorská zóna, V — duklianska zóna, VI — magurská zóna, VII — porkulecká zóna, VIII — rachovská zóna, IX — marmarošský masív, X — marmarošská zóna, XI — pieninská zóna, XII — podhalská zóna.

Ložiská: I — ropy, 2 — zemného plynu, 3 — ropy a zemného plynu, 4 — ropy, opustené alebo vyčerpané.

Indície: 5 — ropy, 6 — zemného plynu, 7 — minerálne vody, 8 — arzénovo-antimónové indicie, 9 — ortuťové ložiská a indicie, 10 — indicie medi, 11 — hranice štruktúrnych zón.

Ložiská ropy a zemného plynu: 1 — Strelbiči, 2 — Starý Sambor, 3 — Opaki, 4 — Popeli, 5 — Borislav, 6 — Ivaniki, 7 — Orov—Ulično, 8 — Schodnica, 9 — Miriam, 10 — Uryč, 11 — Stynava, 12 — Tanjava, 13 — Južnaja Tanjava, 14 — Dolina, 15 — Vitvica (hlbinné), 16 — Vygoda, 17 — Spas, 18 — Rypne, 19 — Pniv, 20 — Bitkov—Babče, 21 — Pasečnaja, 22 — Starjava, 23 — Rossochi, 24 — Svidnica, 25 — Golovecko, 26 — Lopusanka, 27 — Malaja Volosjanka, 28 — Starýj Kropivník, 29 — Vopniarka, 30 — Rybník, 31 — MEP, 32 — Orov, 33 — Lugi, 34 — Bitlja, 35 — Pogar, 36 — Kozeva, 37 — Jasiňa, 38 — Dichteneč.

Ložiská minerálnych vôd: 1 — Soľ, 2 — Užok, 3 — Ploskoje, 4 — Poľana, 5 — Svalava, 6 — Bystryj, 7 — Kelečin, 8 — Sojmy, 9 — Ust—Černaja, 10 — Kvasy, 11 — Bilin.

Ložiská a indicie ortuti: 1 — Pastilki, 2 — Dubrinič, 3 — Turica, 4 — Olenevo.

Arzénovo-antimónové indicie: 1 — Čiernogolovo, 2 — Sojmy.

Indície medi: 1 — Strelki, 2 — Podbuž, 3 — Turje, 4 — Sopot, 5 — Novoselica, 6 — Jaremeč.

na 0,5 miliárd m³ v kategórii C₁ a 11,5 miliárd m³ v kategórii C₂.

V perspektívnej oblasti Tanjava (vrt č. 15) pri prevrtávaní pieskovcov jamenského súvrstvia v nasunutom komplexe skybovej zóny zistili početné indície ropy. V roku 1972 sa pri čerpacích skúškach v uvedenom vrte získal prítok ropy s potenciálnou kapacitou 30 t/24 hod. cez 7 mm trysku. V tejto oblasti bolo objavené ložisko ropy Južnaja Tanjava, viažúce sa na odtrhnutú a prevrátenú šupinu skybovej zóny.

V rajóne ťažených ložísk Orov (vrt č. 27) sa z menilitového súvrstvia beregovskej skyby získali prítoky plynu s potenciálnou kapacitou 6,2 tisíc m³/24 hod. a zo sedimentov stryjského súvrstvia orovskej skyby prítok ropy z hĺbky 1460—1570 m s potenciálnou kapacitou 3 t/24 hod.

V oblasti subsliezskej zóny sú už dávnejšie známe ložiská ropy Grozneva, Golovecko a Volosjanka. Ložisko Grozneva sa viaže na úzku a strmú vrásu zloženú z hornín kriedy a paleogénu. Roponosnými sú horniny eocénu. Aj ložisko Malaja Volosjanka sa viaže na úzku a veľkú antiklinálu. Produktívnymi sú tu horniny oligocénu (menilitové súvrstvie). Golovecko je veľmi malé ložisko, kde sa ropa ťažila z oligocénu. Na všetkých ložiskách sa ťažba už dávno skončila.

V sliezskej zóne sú známe mnohé ložiská ropy a zemného plynu, väčšina z nich je na území PER. Ložiská sú v sedimentoch eocénu, oligocénu a vrchnej kriedy. V sovietskych Karpatoch sa zistili len nepatrné indície ropy, a to v severozápadnej časti zóny.

Horniny eocénu, paleocénu a vrchnej kriedy, v ktorých sú ložiská ropy a zemného plynu v poľskej časti sliezskej zóny, sa v sovietskej časti tejto zóny nachádzajú veľmi hlboko a doteraz neboli navŕtané.

V porkuleckej zóne je malé, nateraz vyťažené ložisko ropy viažúce sa na menilitové a krosnianske vrstvy. V doline riečky Soľanaja bol vyhlbený mapovací vrt v spodnomenilitových horninách tvoriacich jadro černogolovskej elevácie. Z neho sa získali značné prítoky plynu a vyniesli bituminózne pieskovce.

Rad malých nálezísk ropy a zemného plynu bol objavený pri hĺbení mapovacích vrtov v oblasti osady Ljuta v duklianskej zóne. Ide väčšinou o ropu a tuhé bitúmeny vo vrchnokriedových, eocénových a oligocénových pieskovcoch a aleuritoch. Plyn sa prejavoval vo forme bubliniek v fľovitom výplachu. Bol určený metán (CH₄ — 95,36 %). Rovnaké indície ropy sú z okolia osád Golubinoje, Ploskoje, M. Bereznyj a V. Bereznyj, Poľana, Pavlovo, Nelipino. V prípade plynu ide väčšinou o metán, v oblasti Poľany je prítomný aj etán, propán a bután.

Zaujímavé údaje poskytli oporné a jadrové vrty na perspektívnom území Svaľava. Vrt č. 1 prevŕtal v hĺbke 1140 m paleogénny (?) flyš porkuleckej zóny, ktorý sa predtým pričleňoval k duklianskej zóne a z ktorého sa získal prítok plynu s potenciálnou kapacitou 2,8 tisíc m³/24 hod. Vo vrte č. 3 pri čerpacích skúškach vrchnokriedových hornín zistili v intervale 2255—3066 m prítok plynu s potenciálnou kapacitou 5—7 tisíc m³/24 hod. Ďalšie práce potvrdili, že ide o nepriemyselné ložisko. Plyn mal takéto zloženie: CH₄ — 77,5 %, C₂H₆ — 65 %, CO₂ — 0,2 %, N₂ — 24,6 %, vzácne plyny — 0,24 %. Ojedinelé indície ropy a zemného plynu boli aj v ostatných rajónoch.

Zvrásnená oblasť sovietskych Karpát na základe doteraz overených zásob ropy a zemného plynu má v celkovom objeme zásob západných oblastí USSR podradné miesto. Zistené zásoby priemyselných kategórií ropy predstavujú len 0,6 % zásob borislavsko-pokutskej zóny predkarpatskej prehlbeniny. V plyne

je to len 0,8 ‰. Pritom všetky objavené a ťažené ložiská sú lokalizované v severovýchodnej — okrajovej časti skybovej zóny. Najväčšie je schodnické ložisko ropy.

V hraniciach magurskej a čiastočne duklianskej zóny sú známe početné drobné ložiská a indicie ortuti, viažúce sa na hypoabyssálne malé intrúzie a subvulkanické telesá neogénneho veku (Dubrinič, Olenevo). Sú známe aj indicie ortuti, ktoré nemajú priamy vzťah k magmatizmu (Pastilki, Turica a i.).

Pri týchto indiciách sa predpokladá paragenetický vzťah k neogénnemu magmatizmu. Veľká časť indícií ortuti sa viaže na tektonické línie severovýchodného smeru a vytvára tak úzku metalogenetickú subzónu paralelnú s vonkajším okrajom Vihorlatsko-gutinského vulkanického pohoria. Vo vzdialenosti 10—15 km severnejšie od uvedenej subzóny je niekoľko arzénovo-antimónových (realgár, antimonit) indícií (Černogolovo, Sojmy). Aj pri nich sa predpokladá paragenetický vzťah k neogénnemu vulkanizmu. Vytvárajú opäť osobitnú metalogenetickú subzónu vyjadrujúcu horizontálnu zonálnosť zrudnenia.

Pozornosť si zasluhujú početné indicie typu meďnatých pieskovcov a bridlic, známe z cenomansko-turónskych, paleocénnych a oligocénnych flyšových sedimentov sliezskej, čiernohorskej a skybovej zóny (Podbuž, Strelki, Turje, Sopot, Novoselica, Babin, Jaremeč a i.). Tieto indicie sa viažu na pestrofarebné horizonty. Mineralogické zloženie zodpovedá bežným typom meďnatých ložísk: chalkopyrit, baryt, chalkozín, malachyt. Obsah medi je miestami až 1 ‰.

V ostatných rokoch vyslovili niektorí autori náhľad o eugeosynklinálnom charaktere porkuleckej a rachovskej zóny (G. G. Sasin 1973). Tieto predstavy založené na analýze magmatickej aktivity, formačnej, geochemickej a hydrochemickej charakteristike, ktoré určujú metalogenetické osobitosti zóny, dovoľujú zaradiť ich k bridličnatému typu eugeosynklinálnych zón (klasifikácia G. A. Tvalčrelidzeho 1972) a predpokladať v týchto zónach kyzovo-poly-metalické ložiská typu Veľkého Kaukazu (Filizčaj, Kizyl-Dere, Kateja a i.).

Z minerálnych vôd sú vo flyšovej zóne sovietskych Karpát rozšírené najmä uhličité typy (dusíkato-uhličité). Stratigrafické rozpätie vodonosných komplexov je veľmi široké — od mezozoika po neogén. Medzi minerálnymi vodami sa podľa zloženia vyskytujú nasledujúce typy: kalcitovo-bikarbonátové (Užok, Kilečin, Svaľava), natriovo-bikarbonátové (Poľanskoje, Golubinoje, Svaľava a i.), natriovo-bikarbonátové a natriovo-vápnité (Sojmy, Kvasy a i.), natriovo-chloridové (Soľ, Ust'-Černaja a i.). Mineralizácia vôd je relatívne nízka, 30—40 g/l. Podľa druhu výskytu ide najmä o puklinové a puklinovo-žilné typy.

Rozmiestnenie minerálnych vôd rozličných typov v podstate ovplyvňujú osobitosti geologickej stavby rájónu, ktorá vyvolala vznik nevelkých lokálnych uzatvorených systémov a chýbanie rozsiahlejších vodonosných horizontov. Zistilo sa, že hlavné ložiská minerálnych vôd sa viažu na zóny zakarpatského a pripanónskeho hlbinného zlomu a na sperené zlomy k týmto zónam.

Rozmiestnenie ložísk minerálnych vôd v priestore, zloženie plynov, izotopické zloženie a iné údaje umožnili určiť jednotnú genézu kyslíčnika uhličitého, ktorým sú vody nasýtené. No vznik jednotlivých typov vôd sa určoval celým radom faktorov — stupňom utesnenia ložísk, litologickým zložením vodonosných komplexov, podielom starších infiltračných vôd a i.

Minerálne vody v uvedenom rájone využívajú v rozličných kritériách a kúpeľoch. (Podjanskoje, Sojmy, Kvasy), plniariach (Poľanskoje, Ploskovskoje, Svaľavskoje) a miestnych vodoliečebniach. Okrem toho vrty objavili termálne

vody (teplota 30—60°), ktoré nemajú priemyselný význam.

Osobitnosti geologickej stavby flyšovej zóny sovietskych Karpát a základný smer jej ďalšieho štúdia je nasledujúci. V tektonike flyšových Karpát prevládajú vrásovo-šupinato-príkrovové dislokácie. Zistili sa tu veľké zlomy charakteru poklesov a posunov, ktoré podstatne komplikujú pozdĺžnu príkrovovú štruktúru. Hlavnú úlohu pri vytváraní tejto lineárnej príkrovovej štruktúry hrali hlbinné zlomy, a to zakarpatský a prikarpatiský.

Najväčšiu pozornosť treba venovať štúdiu štruktúry predalpínskeho (doflyšového) podložia Karpát, pretože nedostatočné poznatky o tejto štruktúre znemožňujú širšiu realizáciu vyhľadávacích prác na ropu a zemný plyn. Prevtávanie kriedovo-paleogénneho flyša (príkrovového) vonkajších Karpát ťažko povedie k objaveniu veľkých ložísk ropy.

Najťažším problémom je vyčleňovanie a spoľahlivé sledovanie odrazov viažúcich sa na základné odrazové hranice. Zistilo sa, že v profile flyšových hornín sa ostro prejavuje spodný rohovecový horizont, čo umožňuje zvýšiť efektívnosť seizmických meraní pri plošnom sledovaní charakteristických odrazov. Avšak tým sa problém vyčleňovania a spoľahlivého sledovania týchto odrazov nedoriešil. Vyskytli sa podstatné ťažkosti pri stanovovaní a zavádzaní štatistických a dynamických opráv pri spracúvaní metódou RNP.

Ďalšia metóda spočíva v realizácii hlbokých vrtov v zistených vrásových štruktúrach a rozšírenie objemu seizmických meraní metódou niekoľkonásobného prekrytia. Pri posudzovaní perspektív vyhľadávania nerastných surovín a zamerania ďalších prác treba upozorniť na to, že z hľadiska ropoplynovosti je vo flyšovej zóne sovietskych Karpát perspektívna sliezka a čiastočne skybová zóna. Duklianska, čiernohorská, magurská a porkulecká zóna sú málo perspektívne. Oceňovanie perspektív a výpočet prognózných zásob v týchto zónach sa budú robiť osobitne pre kriedový, eocénový, spodno- a strednoligocénový komplex (menilitové a krosnianske súvrstvie).

Vyhľadávacie práce na ortuťové ložiská sa vo flyšovej zóne vykonávajú v obmedzenej miere a spočívajú v podstate v preverovaní šlichových a geochemických anomálií. Medená mineralizácia sa doteraz vo flyšovej zóne neoceňovala.

Doručené 21. 7. 1975

Preložil S. Konečný

LITERATÚRA

- Бойко, В. Н. — Яриш, М. С. — Бородастый, И. И. 1970: Региональные геофизические исследования в Карпатах. В сб. Состояние и задачи разведочной геофизики. Москва, Недра, стр. 35—39.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Под редакцией В. В. Глушко и С. С. Крушова. Москва, Недра. 1971 (Авт.: Буров В. С. и др. Тр. Укр. НИГРИ, вып. 25), стр. 392.
- Компанцев, В. П. — Тимофеева, Н. М. 1965: Сейсмические исследования Восточных Карпат. Материалы 6-го съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, Наукова Думка, стр. 340—354.
- Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Сб. статей Львов, Укр. НИГРИ, 1973, стр. 92.
- Субботин, С. И. — Наумчик, Г. Л. — Рахимова, И. Ш. 1964 Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, Наукова Думка, стр. 136.

GEOLÓGIA A METALOGENÉZA SEVEROZÁPADNEJ ČASTI MARMAROŠSKÉHO MASÍVU*

(2 pril.)

I. P. ZLATOGURSKAJA — K. G. AKIMOVA — E. G. MARTYNOV —
I. O. MATKOVSKIJ — L. E. EGEL

Геология и металлогения северо-западной части Мармарошского массива

На основании работ советским, румынских и чехословацких геологов рассматривается структурное положение и геологическое строение Мармарошского массива, дается его металлогеническая характеристика и производится стратиграфическое сопоставление метаморфических толщ массива с подобными толщами Спишско-Гемерского Рудогорья. Также сопоставляются основные рудные формации этих двух древних складчатых сооружений Альпийской области и делается вывод об их сходстве в металлогеническом отношении.

Geology and metallogeny of the NW part of the Marmarosh massif

Based on papers of Soviet, Rumanian and Czechoslovak geologists the structure of the Marmarosh massif is appraised. The metallogenic characteristic of the massif is given and the stratigraphy of metamorphosed complexes is compared with resemble series of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Czechoslovakia). A comparison of fundamental ore formations in these two old folded systems of the alpine area as well as arguments for metallogenic comparability are given.

¹⁾ Marmarošský masív, jeden z hlavných štruktúrnych prvkov Východných Karpát, sa rozprestiera v severozápadnom smere, a to od rieky Trotus na severozápade. Podstatná časť masívu sa nachádza na území Rumunska (pohoria Marmaroš, Bystrita, Rodna, Giumaleu, Rarau, Haghimas a Ciuc), jeho severozápadné ukončenie patrí už k sovietskym Karpatom (rachovský masív a Čivčinské pohorie).

Marmarošský masív je jadrom mohutného megaantiklinória, ktoré tvoria vrásky bajkalského, kaledónskeho a hercýnskeho tektonického cyklu** s ostrovmi triasových a jurských hornín. Čiastočne ho prikrývajú molasové sedimenty paleogénu a neogénu. Kryštálické podložie marmarošského masívu možno rozdeliť na dve časti, a to na spodnú a vrchnú (tab. 1).

Spodná časť — proterozoické horniny metamorfované v epidotovo-amfibolitovej a amfibolitovej fácií regionálneho metamorfizmu. Horniny sú zastúpené

* Prednesené na seminári v októbri 1974 v Košiciach.

** Vyčlenenie kaledónskeho a hercýnskeho cyklu v Karpatoch je do určitej miery podmienené. Kaledónsky cyklus nebol ukončený, kaledónska geosynklinála prešla do hercýnskej. Geosynklinálny režim trval od kambria do konca karbónu. Niektorí autori pokladajú za správne vyčleňovať kaledónsko-hercýnsky cyklus (E. K. Lazarenko et al. 1973).

najmä sľudnatými svormi, často s granátom, zriedkavejšie so staurolitom, ďalej pararulami a ortonulami. V menšej miere sa vyskytujú kvarcity a kvarciticke fylity, polohy a šošovky amfibolitov a amfibolitických rúl. V sovietskych Karpatoch sú uvedené horniny začlenené do belopotockého a butinského rulovo-bridličnatého súvrstvia, ktoré sa dajú dobre korelovať s proterozoickými mezometamorfovanými horninami Rumunska, najmä so sériami Bretila, Vatra — Dornei — Iacobenii, Bystrita — Barnar, Rebra.

Prekambrické metamorfické horniny sú preniknuté granitoidnými intrúziami, poväčšine patriacimi hercýnskymi tektonicko-magmatickému cyklu. Sú však prítomné aj syntektonické granity bajkalského cyklu, ktorých absolútny vek metamorfózy, rovnako ako hornín belopotockej série je 550—700 mil. rokov (N. P. Semenenko et al. 1967).

Zrudnenie bajkalského cyklu je v danom území bezvýznamné.

Vrchnú časť kryštallického podložia tvoria produkty kaledónsko-hercýnskeho tektonomagmatického cyklu. Horniny sú zastúpené rozličnými seriticko-chloritickými, chloriticko-kremitými, grafitickými a inými bridlicami, kryštallickými vápencami a dolomitmi, porfyroidmi a tufoidmi, ďalej kremencami a šošovkami mangánových rúd, ktoré sa pričleňujú k istým častiam profilu paleozoika. Tieto horniny v rumunskom Marmaroši zaraďuje väčšina autorov (I. Bercia et al. 1967, 1970; M. Bleahu et al. 1968; G. Pitulea 1972) do tzv. epimetamorfovanej alebo vulkanogénno-sedimentárnej série Tulghes*, ktorá sa člení na jednotlivé komplexy v podstate zodpovedajúce súvrstviám a vrstvám vyčleňovaným na sovietskej časti masívu, v rachovskej oblasti.

Sedimentáciu zodpovedajúcu vrchnej časti profilu sprevádzali početné prejavy vulkanizmu. Medzi horninami prevládajú porfyroidy, kyslé tufoidy a bridlice bázičského zloženia, reprezentujúce metamorfovanú spilitovo-keratofýrovú formáciu, na ktorú sa viažu mednato-kýzové (Belan, Polonské), kýzové mednato-polymetalické (Lesului-Ursulu, Baia Borsa a iné), mangánové (Dadu, Košna a i.) a železorudné (Iacobenii, Glimeia) ložiská.

Hercýnske vrásnenie, ktoré sa prejavilo koncom spodného karbónu, sprevádzala intenzívna intruzívna činnosť a regionálna metamorfóza geosynklinálnych komplexov vo faciách zelených bridlíc. Absolútny vek metamorfózy (podľa početných údajov) je 320—340 mil. rokov. Na synorogénne intrúzie granitoidov uvedeného veku sa zrejme viažu žilné indície zlata, medi, polymetalických rúd a striebra. V orogénnom štádiu hercýnskeho tektonomagmatického cyklu (vrchný karbón — perm) sedimentovali pestrôfarebné, kontinentálne piesčito-bridličnaté vrstvy, rífové vápence a konglomeráty „verukano“.

Procesy hercýnskej orogenézy sa skončili pravdepodobne v perme, v nasledujúcom období bola celá oblasť masívu súšou s rovinatým, peneplenizovaným reliéfom. Permokarbónske sedimenty, nesúhlasne uložené na horninách kryštallického podložia, vytvárajú spodnú časť obalu.

* V rumunskej časti masívu sa metamorfované horniny vyčleňujú so série Repedeat (H. Kräutner 1968, 1970), ktorej stratigrafické postavenie je diskutabilné. Niektorí autori ju pokladajú za faciálny analóg série Tulghes, iní ju vyčleňujú ako samostatnú stratigrafickú jednotku devónsko-karbónskeho veku (S. G. Rudakov 1971; G. Pitulea 1972), ktorú možno porovnávať s kuzinskou sériou v poňatí L. G. Tkačuka, D. V. Guržii (1957) a permokarbónskymi horninami vyčlenenými F. I. Žukovom (1968, 1973). Podľa autorov sú typickým analógom série Repedeat v sovietskej časti masívu od horniny fyliticko-kremitej (muncelulskej) série, ktoré patria k obalu (A. K. Bojko 1970, V. I. Lašmanov 1971).

V profile triasových komplexov vystupujú prevažne pестrofarebné pieskovce, dolomity a vápence. Jurské horniny sú zastúpené vápencami, dolomitmi, piesčitými vápencami v striedaní s fylitmi a pieskovcami, zriedkavo s diabázmi a ich tuftmi. Kriedové horniny nesúhlasne ležiace na vrchnojurských rífových vápencoch majú rozmanité zloženie v rozličných častiach masívu ako dôsledok rozdielného charakteru a intenzívnosti alpínskych tektonických procesov. Prevažne sú to flyšoidné horniny (rachovský rajón, rajón Rarau), vápence (rajón Haghimas), polygénne konglomeráty a pieskovce (pohorie Haghimas, Tulghes, Rarau, Rodna, Bystrita). Uprostred vrchnokriedových sedimentov sa niekedy nachádzajú polohy diabázov a ich tufov. Na rozhraní spodnej a vrchnej kriedy sa za austrickej fázy vrásnenia nasunul marmarošský masív na spodnokriedový flyš sinajskej série. Vnútoraná štruktúra marmaroškého masívu sa definitívne sformovala počas laramickej fázy vrásnenia. S uvedenou fázou súvisí vznik vrchnokriedovej tzv. banatitovej granitoidnej formácie, do ktorej zaraďujeme drobné telesá granitoidov nájdené v Čivčinskom pohorí.

Sedimenty paleogénu, reprezentované pieskovcami, aleurolitmi, vápencami a slieňmi, sa vyskytujú predovšetkým v severnej časti marmaroškého masívu. Horniny neogénu sa vyskytujú v obmedzenej miere. Sú to miocénne pieskovce, íly, tufy a pliocénne pieskovce, piesky, vápenaté íly a štrky nachádzajúce sa v juhozápadnej časti masívu a tiež andezity s dacitmi v pohoriach Marmaroš a Rodna. S formáciou andezitov je spojené zrudnenie typu komplexných sulfidov (rajón Toroiaga).

Je známe, že Východné a Západné Karpaty majú veľa spoločných znakov. Konkrétne veľa spoločného nachádzame v geologickej stavbe marmaroškého masívu a Spišsko-gemerského rudohoria, čo umožňuje ich vzájomné porovnanie (tab. 1).

V centrálnych častiach Spišsko-gemerského rudohoria však na rozdiel od marmaroškého masívu chýbajú prekambričné metamorfované série (M. Maheľ 1974).*

Pre Spišsko-gemerské rudohorie je charakteristické značné rozšírenie epimetamorfovaných sedimentárno-vulkanogénnych hornín kambro-silúrskeho veku (gelnická série), na ktorých sú uložené horniny fylitovo-diabázovej série (rakoveckej), zaraďované do devónu. Geosynklinálna gelnická série s vlachovským, pačianskym a betlárskym súvrstvím má flyšoidný charakter a skladá sa z kyslých (porfýry, porfýroidy), čiastočne bazických (diabázy) hornín. Tieto horniny vznikali počas kaledónskeho tektonického cyklu, ktorý podobne ako v marmarošskom masíve nebol ukončený. Rakovecká flyšoidná série zodpovedá začiatku hercýnskeho tektonického cyklu. Pre túto sériu je charakteristický intenzívny vývoj bazických efuzív premenených na epidíabázy, chlorticko-albitické a iné bridlice.

V horninách gelnickej a rakoveckej série sa nachádzajú stratiformné železo-mangánové (Švedlár, Hnilec, Čučma), sideritové (Železník, Rákoš, Nižná Slaná) a meďnato-kýzové (Smolník, Mníšek nad Hnilcom, Prakovce, Kojšov) ložiská (J. Ilavský 1962, 1968). Vznik železo-mangánových ložísk patriacich k formácii oxidických železných rúd je podľa J. Ilavského (1973) spätý s bazickým vulkanizmom rakoveckej série. Polygenetické, primárne sedimentárne

* Proterozoické horniny jarabskej a kokavskej série, reprezentované hlavne kryštalickými bridlicami a metaefuzivami, sa nachádzajú v susedných rajónoch Západných Karpát.

alebo efuzívno-sedimentárne zrudnenie je viackrát metamorfované. Priestorovo a geneticky sa kýzové zrudnenie viaže s bázičným bazaltoidným geosynklinálnym vulkanizmom gelnickej série. Následne bolo zrudnenie metamorfované a regenerované v hercýnskej a aplínskej etape (P. G r e c u l a 1972).

Orogénemu štádiu hercýnskeho cyklu zodpovedá molasoidná, vrchnokarbónska formácia s bázičnými, vzácnejšie s kyslými vulkanitmi, na ktorú sa viažu veľké ložiská magnezitu (Burda — Poproč, Jelšava, Ochtná a i.) a kontinentálna permská molasa s prejavmi kyslého vulkanizmu (v týchto horninách sú uložené stratiformné meďnaté a meďnato-uránovo-molybdénové rudy typu Novoveská Huta a i.).

V ranom štádiu alpínskeho tektonomagmatického cyklu sedimentovali kontinentálne a morské sedimenty triasu (v terigénnych a karbonátových horninách triasu sa nachádzajú stratiformné hematitové, hematitovo-chalkopyritové — Šankovce, Držkovce a galenitovo-sfaleritové — Ardovo — ložiská). Orogénne štádium, ktoré sa prejavilo predovšetkým v okrajových častiach gemeríd, reprezentujú molasy vnútorných a medzihoľských depresíí.

Koncom kriedy intrudovali tzv. gemeridné granitoidy analogické banatitovým granitom Východných Karpát. S neskoroorogénym štádiom subsekventného magmatizmu miocénu sú späté žilné polymetalické ložiská (Ardovo).

Porovnanie rudných formácií marmarošského masívu a zóny gemeríd je v tab. 2.

Metalogenetickú charakteristiku marmarošského masívu treba uviesť v rámci kaledónsko-hercýnskej etapy, pretože metalogenetické alpínske procesy sa v danej zóne prejavili slabo a na vyčleňovanie bajkalskej metalogetickej epochy niet spoľahlivých údajov, odhliadnuc od toho, že je známe ložisko takéhoto veku (Valea-Blaznei, Rumunsko).

Ložiská a rudné indície marmarošského masívu sa dajú rozdeliť do dvoch veľkých skupín. Do prvej, prevládajúcej, patria predalpínske metamorfované ložiská nachádzajúce sa v kryštallických horninách masívu. Druhá skupina zahŕňa ložiská metamorfované nachádzajúce sa v bridliciach, ako aj v intruzívnych horninách neogénu a geneticky zviazané s alpínskym (neogénnym) magmatizmom.

Predalpínske ložiská tvoria dve skupiny rudných formácií. Prvú vytvárajú stratiformné železo-mangánové a kýzové formácie, ktoré vznikli počas geosynklinálneho štádia kaledónskej epochy. Druhú skupinu tvorí žilná sulfidická a kremenno-zlatá formácia, ktorých vznik kladieme do hercýnskeho obdobia.

K pyroluzitovo-hematitovo-magnetitovej formácii patria nevelké indície magnetitu v metamorfovaných bridliciach, rulách a granátovcoch (Iacobeni, Malyj Prelučnyj, Seredplaj) a ložiská hematitovo-magnetitových rúd v mramorizovaných vápencoch (Valea — Rusaia, Lichaja Trava, Golovatič, Dovgorunja).

Hematitovo-magnetitové rudy v sovietskej časti masívu sa koncentrujú v okolí osady Delovoje, kde sa viažu na kontakt metamorfovaných bridlíc a mramorizovaných vápencov.*

Pre toto zrudnenie je charakteristický šošovkovitý a vrstvovitý tvar rudných telies s mocnosťou 0,5 do 1—2 m a dĺžkou 100—150 m. Vyskytujú sa aj hniezdovité a stĺpovité tvary, žilky a impregnácie. Textúra rúd je masívna,

* Vek okolorudných karbonatických hornín je podľa jedných autorov prekambričský a paleozoický, podľa iných mezozoický.

páskovaná, niekedy impregnačná a žilkovitá. Štruktúra primárnych rúd je drobnozrnná, sekundárnych gélovitá a kolomorfná. Hlavné rudné minerály sú hematit a magnetit, zastúpené na jednotlivých ložiskách v premenlivých množstvách. Vyskytujú sa aj galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit, kremeň, siderit, kalcit, chlorit a sericit. V oxidačnej zóne je prítomný hydrohematit, geotit, hydrogeotit, lepidokrokrit, pyroluzit a kysličníky mangánu. Množstvo železa v rudách je 60—65 ‰. Spektrálne analýzy ukázali zvýšené množstvo Pb, Zn, Mo.

Ložisko Valeja—Russia sa nachádza v karbonatických horninách. Rudné koncentrácie majú tvar drobných šošoviek a hniezd s mocnosťou od 0,2 do 2,0 m a dĺžkou od 1—6 do 18 m. Vystupujú jednak vo vápencoch, jednak v sľudnatých bridliciach, amfibolitoch a rulách. Rudu reprezentujú nerovnomerné zhluky magnetitu (do 36 ‰) s hematitom (do 8 ‰), zriedkavo sa vyskytuje pyrit a chalkopyrit. Obsah železa sa v bohatých rudách pohybuje od 22,8 ‰ do 51,9 ‰.

Podľa názorov rumunských geológov sú železorudné ložiská tejto formácie sedimentárno-vulkanického pôvodu s následnou metamorfózou.

Mangánovú formáciu zastupujú početné ložiská, z ktorých majú v rumunskom Marmaroši priemyselný význam Vetra-Dornei, Sarului-Dornei, Broșteni, Iacobeni, Dadu, Koșna.

Mangánové ložiská vytvárajú pásmo od Djalul—Rusuluj na juhu cez Iacobeni do Cîrlibaba (Dadu), kde sa na severe zužujú a na sovietskom území sa nachádza ložisko mangánu Prelučnoje v Čivčínach.

Ložiská mangánu sa viažu na horizont čiernych kvarcitov vystupujúcich uprostred epizonálnych bridlíc série Tulghes. Kremence vytvárajú dve prerušované polohy rozdelené sericiticko-grafickými a sivými vápnitými bridlicami. Spolu s čiernymi kremencami vystupujú mangánové kremité bridlice. Rudné telesá reprezentuje skupina pretiahnutých šošoviek s dĺžkou od jedného do desiatky metrov a s mocnosťou niekoľko metrov. Rudné telesá sú uložené súhlasne s okolorudnými horninami. Hlavnou zložkou primárnych rúd sú karbonáty mangánu (rodochrozit). Vždy je prítomný aj rodonit a kremeň, zriedkavo pyroxmangit, spessartín a dannemorit. V oxidačnej zóne je prítomný pyroluzit, psilomelán a iné kysličníky a hydroxidy mangánu. Rudy ložísk Koșna a Dadu obsahujú 22—39 ‰ Mn, 8—11 ‰ Fe. Ložisko Jakobeni má 8 ‰ Mn a 44 ‰ Fe (V. Janovici et al. 1967).

Ložisko Prelučnoje v Čivčínach má 14—40 ‰ Mn a 3—8 ‰ Fe. Mangánové a s nimi viazané železné rudy sa pokladajú za sedimentárno-vulkanické, neskoršie hercýnsky metamorfované. Prítomnosť mohutných polôh amfibolitov v rade ložísk (Jakobeni a i.) považujú niektorí rumunskí geológovia za dôkaz genetickej väzby ložísk s amfibolitmi erupzívneho pôvodu (M. Savul — V. Janovici 1967; M. Savul — G. Mastakan 1959; V. Janovici — A. Dimitriu — V. Janescu 1967).

Skupina kýzových formácií kaledónskeho veku zahŕňa stratiformné med'nato-kýzové, med'nato-kýzové polymetalické a kýzovo-polymetalické ložiská, ktoré sú rozmiestnené pozdĺž východného okraja marmaroškého masívu v dĺžke 200 km, od ložiska Belan na juhu po kýzové indicie rachovského masívu na severe.

V rachovskom masíve a v Čivčinských horách sa všetky indicie kýzovej formácie (Balasinuv, Lostunec, Polonské a i.) nachádzajú hlavne v chloriticko-

kremitých a sericiticko-kremitých bridliciach vrchnej časti profilu metamorfického komplexu, teda v horninách vrchnodeloveckých vrstiev.

Podľa morfológie a úložných pomerov zodpovedajú rudné telesá prevažne konkordantným plástovým lebo šošovkovitým ložiskám a mineralizovaným zónam. Zriedka sa vyskytujú pravé žily nevelkých rozmerov, rýchlo smerne vyklíňujúce. Kýzovo-polymetalické ložisko Balasinuv je reprezentované rudným telesom v dĺžke 80—110 m s mocnosťou okolo 100 m.

Meďnato-kýzové rudy sa skladajú prevažne z pyritu a chalkopyritu s podradným zastúpením galenitu, sfaleritu a iných minerálov a je pre ne charakteristická rôznorodosť minerálneho zloženia a textúro-štruktúrne zvláštnosti. Hlavnou úžitkovou zložkou je meď (0,1—2,5 ‰), sprievodnými zložkami sú zinok (do 0,5 ‰), olovo (stopy — 0,1 ‰), striebro (stopy — 6 g/t), zlato (do 0,8 g/t) a niektoré vzácne prvky (O. I. Matkovskij 1962).

Rudy kýzovo-polymetalických ložísk (Kobylecká Poľana, Obniž, Lostunec) pozostávajú z pyritu, sfaleritu a galenitu približne v rovnakých množstvách pri slabom zastúpení chalkopyritu. Obsah zinku je 3,0—3,5 ‰, olova do 2,5 ‰, medi 0,1—0,8 ‰; kadmium, bizmut a cín sú prítomné v stotínach až tisícinách percenta.

Na území rumunskej časti marmaroškého masívu sú ložiská kýzovej formácie bohato zastúpené. Patria k nim ložiská v ťažbe, ako Lesului — Ursului, Fundul — Moldovei, Baia — Borša a i. Tieto ložiská sa viažu na vulkanogénny komplex, v ktorom sú zastúpené sericiticko-chloriticko-kremité bridlice, grafitické bridlice a porfyroidy. Tento komplex zaberá strednú časť profilu série Tulghes. Prítomnosť porfyroidov v kryštalických bridliciach je vyhľadávacím kritériom pre ložiská podobného typu. Rudné telesá sú šošovkovité, vrstvité alebo vytvárajú impregnačné zóny zvyčajne uložené súhlasne s vrstvitosťou alebo bridličnatosťou hornín. Dĺžka rudných telies je 1—2 km, mocnosť 10—16 m (Lesului — Ursului). Hlavným rudným minerálom je pyrit, ktorý reprezentuje 80—90 ‰ rudnej masy, na druhom mieste je chalkopyrit. Magnetit, pyrotín, sfalerit, tetraedrit, bournonit a kassiterit sú vedľajšími minerálmi, z nerudných minerálov sú zastúpené hlavne kremeň, chlorit a sericit. Obsah medi je 0,8—1,5 ‰, zlata 0,2—0,6 g/t, striebra 3—57 g/t.

Pre meďnato-kýzové polymetalické ložiská je okrem pyritu, sfaleritu a galenitu charakteristická prítomnosť pyrotínu a chalkopyritu, z vedľajších minerálov je to arsenopyrit, tetraedrit, bournonit, markazit, bizmutín, kassiterit a molybdenit. Nerudné minerály zastupuje kremeň, chlorit a sericit. Obsah kovov silne kolíše, stredný obsah z viacerých ložísk je takýto: olovo 1,1—3,4 ‰, zinok 1,1—4,8 ‰, meď 0,1—0,9 ‰; zlato 0,2—2,2 g/t; striebro 20—83 g/t.

Pre viaceré ložiská je charakteristická primárna zonálnosť v rámci jednotlivých rudných telies alebo ložísk. V spodných častiach sú rudné telesá bohatšie na meď, rudné telesá ležiace vyššie sú zase bohatšie na olovo a zinok (Lesului — Ursului, Fundul — Moldovei a i.). Podložie rudného telesa býva často obohatené meďou, nadložie olovom a zinkom, v niektorých prípadoch stred tvorí prevažne pyrit, na okrajoch sa nachádzajú sulfidy olova, zinku a medi.

Názory na podmienky vzniku a vek rudných indícií kýzovej formácie sú protichodné. N. S. Vidjakin (1966) predpokladá vznik zrudnenia hydrotermálnym spôsobom, a to v niekoľkých štádiách mineralizácie. Vyčleňuje 4 komplexy rozličného veku, ktoré sa geneticky viažu na rozličné magmatické

produkty. E. A. Lazarenko et al. (1968) upozorňujú, že ložiská obohatené pyritom možno len podmienične viazať na postmagmatické procesy, pretože je možné, že ide o silne metamorfované primárne sedimentárne zrudnenia.

Medzi rumunskými geológmi prevláda názor o vulkanogénno-sedimentárnom pôvode ložísk s následnou regionálnou metamorfózou. CH. Savu, A. Vasilescu (1962), H. Kräutner (1965), H. Kräutner S. Nastaseanu, D. Radulescu, H. Savu (1969) viažu vznik zrudnenia na ryolitovo-kremenno-keratofýrový vulkanizmus, ktorý sa prejavil pozdĺž lineárne orientovaných zlomových zón. Predpokladajú, že ložiská sú hydrotermálno-sedimentárne, vznikli v dvoch fázach, zdrojom rudných minerálov sú hydrotermy. Po vzniku vulkanogénno-sedimentárneho komplexu zrudnenie spolu s okolorudnými horninami bolo metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc.

Vek med'nato-kýzových a kýzovo-polymetalických ložísk rumunskej časti Marmaroša je vrchnoprekambrický až spodnokambrický, ustanovený na základe absolútneho datovania, paleomagnetiky a palinológie.

Porovnanie ložísk a indícií kýzovej formácie sovietskej a rumunskej časti marmaroškého masívu ukázalo, že zrudnenie malo rovnaké podmienky lokalizácie (väzba na regionálne zlomy severozápadného, t. j. karpatského smeru a stratigrafická kontrola zrudnenia), vyskytujú sa rovnaké formy rudných telies (v podstate stratiformné telesá), majú rovnaké mineralogické zloženie s prevládáním olova a zinku, zrudnenie prebehlo v dvoch etapách mineralizácie (kýzovej a naloženej mladšej — polymetalickej), stupeň metamorfizmu je tiež rovnaký a majú približne rovnakú dobu vzniku, t. j. že vznik sulfidických kýzovo-polymetalických rúd v metamorfnom komplexe marmaroškého masívu je zviazaný nielen s primárnym sedimentárno-vulkanogénnym procesom, ale aj s následným metamorfizmom. Sú to typické polygénne rudy.

Autori predpokladajú, že stratiformné sulfidické rudy kýzovej formácie sú hydrotermálno-exhalačné a subvulkanické exhalačno-hydrotermálne (podľa klasifikácie V. I. Smirnova 1960), geneticky sa viažuce na kremenno-keratofýrový geosynklinálny vulkanizmus. Hlavným primárnym zdrojom rudnej hmoty boli vulkanické exhalačné, čiastočným zdrojom hydrotermálne roztoky, s ktorými je spätý vznik stratiformných kýzových ložísk, nevelkých žilnikových útvarov a impregnačných zón. Pri lokalizácii polymetalickej mineralizácie zrejme hlavnú úlohu zohrala regionálna metamorfóza, pri ktorej sa uskutočnila zberná rekryštalizácia sulfidických rúd, sprevádzaná vznikom porfyroblastov pyritu, prenosom a vznikom nových rudných minerálov. Podstatná mobilizácia rudných zložiek (predovšetkým medi, olova a zinku) prebehla v čase regresívneho (hydrotermálneho) štádia metamorfizmu. Zdrojom roztokov a rudných zložiek boli sedimentárno-vulkanogénne horniny, ktoré predtým podľahli progresívnej metamorfóze.

Do druhej skupiny predalpínskych rudných formácií patrí žilná kremeňovo-barytovo-sfaleritová a kremeňovo-zlatorudná formácia, ktorých vznik sa viaže na neskoroorogénne štádium hercýnskej metalogenézy.

Žilnú kremeňovo-barytovo-sfaleritovú formáciu reprezentujú v marmarošskom masíve ložiská Giumeni a Sletiovara v Rumunsku a rachovské ložisko na území ZSSR. Rudné žily tohto ložiska sú uložené v biotitických ortorulách a chloriticko-sericitických bridliciach deloveckého súvrstvia. Ruda je hrubozrnná, žilnikovo-impregnačná, niekedy sa vyskytujú žily kremeňa s drobnými šošovkovitými útvarmi galenitu a sfaleritu. Mineralogické zloženie rúd je:

pyrit, arzenopyrit, sfalerit, galenit a chalkopyrit. Žilné minerály zastupuje kremeň, baryt, kalcit a siderit. Zrudnenie prebehlo v troch štádiách mineralizácie, pyritovom, chalkopyritovo-galenitovo-sfaleritovom a pyritovo-arzenopyritovom.

Ložisko Slotioara sa nachádza v severnej časti zóny intenzívneho drvenia. Žilné rudné telesá sú príkro uklonené a majú subpoludníkový smer. Mocnosť žíl je 0,4—0,6 m. Kontakty žíl sú neostre, okolorudné horniny sú kaolinizované a prekremenené. Hlavné rudné minerály sú galenit, chalkopyrit a tetraedrit, vedľajšie sfalerit a pyrit. Zo žilných minerálov je prítomný kremeň, baryt a kalcit. Textúra je brekciová. Obsah medi v rude je stopy — 12 ‰, olova 9—10 ‰, zinku 0,2 ‰, zlata 0,3 g/t, striebra 37—612 g/t.

Aj keď ložiská podľahli intenzívnym dynamometamorfným premenám, zachovali sa pri nich príznaky primárne hydrotermálneho vzniku. Zložitejší je problém veku zrudnenia a jeho väzba s magmatizmom. Lokalizácia ložísk pozdĺž zón tektonických deformácií, v ktorých sa nachádzajú úlomky metamorfovaných hornín cementované kremeňovo-barytovo-karbonatickým tmelom, presvedčivo ukazujú na naložený charakter olovo-zinkovej mineralizácie, t. j. jej vznik treba klásť až po regionálnej metamorfóze okolorudných hornín. N. S. Vidjakin (1966), M. Savul, V. Pomirleanu (1962) a C. Superceanu (1967) predpokladajú, že sa ložiská viažu na neogénový magmatizmus, ale za pravdepodobnejší pokladajú paleozoický vek ložísk, čo potvrdzuje aj skutočnosť, že polymetalické ložiská sú v horninách kryštallického podložia, a chýbajú v mezokenozoických horninách obalu. Okrem toho sa na mineráloch (baryt, galenit) prejavuje katakláza a plastická deformácia.

Ku kremeňovo-zlatorudnej formácii v sovietskych Karpatoch sa zaraďujú indície zlata, reprezentované žilami kremeňa a prekremenеныmi zónami v metamorfovaných bridliciach vrchnej časti komplexu. Väčšina indícií je v zóne pretínania dvoch systémov zlomov, a to severozápadného a severovýchodného smeru. Sú to väčšinou kremenné žily uložené súhlasne s vrstovitostou, inokedy žilníkové prekremenené zóny. Prevláda kremeň, menej časté sú karbonáty, baryt a albit. Niektoré indície obsahujú aj sulfidy (10—15 ‰), a to arzenopyrit, chalkopyrit a sfalerit. Zlato je zastúpené veľmi nerovnomerne. Predpokladá sa genetická väzba zlato-kremennej mineralizácie na regionálnu metamorfózu (O. I. Matkovskij — A. A. Jasinskaja 1973).

Alpínske ložiská reprezentuje stratiformná sideritová, polymetalická žilná a barytová formácia.

Sideritovú formáciu zastupujú v rachovskom rajóne drobné šošovky sideritových rúd v dĺžke 1—2 m a v mocnosti do 0,2 m, ktoré sú vo flyšových horninách kriedy a paleogénu. V rumunskom Marmaroši sa k tejto formácii počítajú ložiská Delnica a Mederaš. Ložisko Delnica tvoria šošovky a vrstvomité polohy sideritových rúd, ktoré vznikli nahradením triasových dolomitov. Mocnosť rudných telies je okolo 1 m, obsah železa 35—45 ‰, mangánu okolo 8 ‰. Na ložisku Mederaš šošovky a vrstvomité polohy sideritu obsahujú okolo 35 ‰ železa. Ložisko sa pokladá za sedimentárno-vulkanogénne, viažúce sa na andezitovú formáciu neogénu.

Žilnú polymetalickú (so zlatom) formáciu reprezentuje ložisko Toroiaga a indície Puskas, Valea—Arinies (Rumunsko).

Na ložisku Toroiga vystupuje skupina paralelných žíl s neveľkou mocnosťou severovýchodného smeru, ktorá je úzko zviazaná s andezitovo-dacitovou lokalitou Toroiga neogénneho veku. Dĺžka rudných žíl a žilných zón je 1,2 až 2,5 km, mocnosť 0,1 až 1,5 m, stredná mocnosť 0,5 m. Ložisko je prebádané do hĺbky 100—300 m. Žily sa skladajú z kremeňa, ktorý prevláda, kaolinitu a kalcitu. Rudné minerály sú zlatonosný pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit a tetraedrit. Rudy obsahujú 0,1—2,1 ‰ olova, 0,2—2,4 ‰ zinku, 0,4—4,3 ‰ medi, 1,6—4,4 g/t zlata, striebra 43,5—217 g/t.

Barytovú formáciu reprezentuje ložisko Ostra v Rumunsku, ktoré sa viaže na hlbinný zlom poludníkového smeru. Je to žila pretínajúca rozličné horniny (bridlice, ruly Rarau a karbonaticko-kremité horniny triasu). Zloženie žily je nerovnomerné. V centre sú takmer monominerálne masy barytu, na kontaktoch a v hĺbke (od 10 až 15 m) má baryt kataklastickú štruktúru a prímies sulfidov. Ložisko sa pokladá za hydrotermálne, ranoalpínske (V. Janovici et al. 1963).

Porovnanie geologickej stavby a metalogenézy marmaroškého masívu a gemeridnej zóny dovoľuje predpokladať, že sa geologický vývoj karpatskej mobilnej oblasti v týchto územiach začal v proterozoiku v geosynklinálnych podmienkach uložením mocných sedimentárno-vulkanických komplexov, ktoré boli následne metamorfované a premenené na sľudnaté bridlice, ruly a amfibolity. Tento vývoj pokračoval aj v ranom paleozoiku nahromadením mocného sedimentárno-vulkanického komplexu, následne metamorfovaného v podmienkach fácie zelených bridlíc (fylity, kvarcity, porfyroidy gelnickej série, delovecké a balasinuvské súvrstvie, séria Tulghes). V starých metamorfovaných komplexoch sú bohato zastúpené intruzívne horniny prekambriického, predovšetkým však hercýnskeho veku.

Z metalogenetického hľadiska je táto perióda charakteristická vznikom početných stratiformných ložísk železo-mangánovej a kýzovej formácie. Ich vznik sa v Marmaroši viaže na bázičné vulkanity v prípade železo-mangánových ložísk, na ryolitovo-kremenno-keratofýrové horniny v prípade kýzových ložísk. V gemeridách sa železo-mangánové ložiská viažu na porfyroidy a kýzové ložiská na iniciálny bazaltoidný vulkanizmus.

Sedimentáciou kontinentálnych permských hornín sa ukončila etapa spoločného vývoja uvedených oblastí.

V mezozoiku vytvárali marmarošský masív a Spišsko-gemerské rudohorie antiklinálne elevácie v rámci karpatskej geosynklinálnej oblasti. Spoločné znaky magmatizmu týchto oblastí v alpínskej etape sú:

- intrúzia banatitov (Východné Karpaty) a gemeridných granitoidov vo vrchnej kriede. Na ne možno podmienične viazať formáciu žilných sideriticko-sulfidických rúd (Rudňany a i.);
- prejavy finálneho štádia subsekventného magmatizmu v miocéne (polymetalické ložisko Toroiga, žily Ardovo).

Treba poznamenať, že ložiská kaledónskeho veku oboch oblastí majú veľa spoločného (úložné pomery, zloženie a i.) na rozdiel od alpínskych ložísk, pre ktoré je charakteristické pestré zloženie.

Doručené 21. 7. 1975

Preložil S. Konečný

- Бойко, А. К. 1967: Критерии стратиграфического расчленения домезозойского метаморфического комплекса Советских Карпат. В сб. Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львовского ун-та.
- Бойко, А. К. 1970. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива. Изд-во Львовского ун-та.
- Видякин, Н. С. 1966: Колчеданные и полиметаллические рудопроявления в Чивчинских горах и условия их образования. В книге „Очерки по геологии Советских Карпат“, вып. I. Изд-во Московского университета.
- Жуков, Ф. И. 1968: Про каменувугільні відклади північно-західного закінчення Мармарошського масиву. Геол. журнал, т. 28, в. 5.
- Жуков, Ф. И. 1973: Геологическое развитие Карпато-Балканской складчатой области в палеозое и некоторые вопросы рудообразования. Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук, Киев.
- Лазаренко, Э. А. — Гнилко, М. К. — Зайцева, В. Н. 1968: Металогения Закарпатья. Изд-во Львовского ун-та.
- Лазаренко, Е. К. — Лазаренко, Э. А. — Малыгина, О. А. 1973: Металлогения Карпат. (Объяснительная записка к макету металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000). Материалы комиссии минералогии и геохимии № 2. Изд-во Наукова Думка, Киев.
- Лашманов, В. И. 1971 К вопросу о каменноугольных отложениях Мармарошского массива. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- Матковский, О. И. — Ясинская, А. А. — Чулочников, В. И. — Павлишин, В. И. 1962 О колчеданных и полиметаллических рудопроявлениях в Чивчинских горах. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 16.
- Матковский, О. И. 1971 Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Изд-во Львовского ун-та.
- Матковский, О. И. — Малаева, А. А. — Акимова, К. Г. 1973: Стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления в Мармарошском массиве Восточных Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 14.
- Матковский, О. И. — Ясинская, А. А. 1973: О золоторудной минерализации в Украинских Карпатах. Сб. Тектоника и полезные ископаемые Запада Украинской ССР, ч. II (тезисы докладов республик. совещания). Изд-во Наукова Думка.
- Рудаков, С. Г. 1966: О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношения с древнейшими породами Раховского массива. В кн. Очерки по геологии Советских Карпат, изд-во Московского ун-та.
- Рудаков, С. Г. 1971 Стратиграфия домезозойских образований Мармарошского массива Восточных Карпат. Вестник Московского университета, Геология, № 2, 29.
- Рудаков, С. Г. 1974. О сопоставлении верхнепротерозойских и палеозойских комплексов восточных и западных Карпат. Вестник Московского университета, Геология, № 2.
- Семененко, Н. П. — Ткачук, Л. Г. — Савченко, Н. А. — Зайдис, В. Б. — Котловская, Ф. И. 1967: Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. Труды XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Наука.
- Смирнов, В. М. 1960: Конвергентность колчеданных месторождений, Вестник Московского ун-та, Геология, № 2.
- Ткачук, Л. Г. — Гуржий, Д. В. 1957 Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд-во АН УССР.
- Kräutner, H. 1965: Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpatilor Orientali. Stud. cercet. Geol., Geogr., ser. geol., t. 10, N 1.
- Kräutner, H. 1966: Die genesis der Sulfidlagerstätten aus den kristallinen Schieferden der Ostkarpaten. Rev. Roum. geol., geoph. et geogr., ser. geol., t. 10. N 2, s. 161—184.
- Kräutner, H. 1968: Vederi noi asupra massivului cristalin al Rodna. Stud. cercet. Geol., Geof., ser. geol., t. 13, N 2.

- Kräutner, H. — Năstăseanu, S. — Rădulescu, D. — Savu, H. — Vasilescu, A. 1969: Carte les substances minérales utiles. Bucarest.
- Kräutner, H. — Kräutner, F. 1970: Formațiunile cristaline din versantul nordic ale masivului Rodna. D. S. Com. Geol. Roman., vol. 55/1.
- Mahel, M. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions (explanation to the tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their foreland), Bratislava.
- Pitulea, G. 1972: Formațiunile paleozoice metamorfozate din extremitatea nord-vestică a muntilor Maramures (Basinul valii Bistra). Stud. cercet. Geol., Geof., Geogr., ser. geol., t. 17.
- Savu, H. — Vasilescu, A. 1962: Contribuțiuni la cunoașterea rocilor porfiroide și zăcămintelor de sulfuri asociație sisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramures). D. S. Com. Geol. Roman., vol. 46.
- Savul, M. Janovici, V. 1957: Chimismul și ori originea rosilor cu mangan din Kristalinul Bistriței. Bul. Stiint. Acad. R. P. R., sect. Geol. și Geogr., t. II, N I.
- Bercia, I. — Bercia, E. — Kräutner, H. — Muresan, M. 1967: Unitatile tectonice, structura si stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoica a muntilor Bistriței (Carpatii Orientali). „D. S. Com. Geol. Roman.“, vol. II, 53, I.
- Bercia, I. — Bercia, E. 1970: Contributii la cunoașterea geologiei regiunii Vatra-Dornei-Jakobeni (Carpații Orientali). An. Inst. geol., 38, 7—49.
- Bleahu, M. — Bombiță, G. — Kräutner, H. 1968: Harta Geologica RSR. Scara 1 : 200 000, București.
- Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kyzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, č. 15.
- Janovici, V. — Giusca, D. — Tanasescu, F. — Pitulea, A. 1963: Le gisement de barite d'Ostrea (Carpatates Orientales). Rez. Comm. Assoc. Geol. Carpatato-Balkanique, Varsovie.
- Janovici, V. — Dimitriu, A. — Jonescu, V. 1967: Etude geologique et geochemique des gisements manganese de Dadu et Coșna. Rev. Roum. geol., geoph. et geogr., ser. geol., t. II, N II, p. 39—61.
- Ilavský, J. 1962: Metalogenetický vývoj gemeríd a jeho problémy. Geol. práce, 61, s. 87—97.
- Ilavský, J. 1968: Smolník, stratiform deposit of pyrite-chalcopyrite ores. Guide to excursion 24 AC, ore deposits of the West Carpathians. Intern. geol. congress, XXIII sess. Prague, pp. 24—27.
- Ilavský, J. 1973: O metalotektoch alebo rudolokalizujúcich fakotroch stratiformných a vulkanogénno-sedimentárnych ložísk. Geol. práce, Spr. 61 (Bratislava), s. 61—75.
- Savul, M. — Mastacan, G.: 1959: Rociile cu magnetit de la Jacobeni (Regiunea Suseava). D. S. Com. Geol. RPR (1954—1955), vol. 42.
- Savul, M. — Pomirleanu, V. 1962: Cercetari paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate in șisturi cristaline din Carpații Orientali II. Mineralizarile de la Fundul Moldovei. An. St. Univ. Iași, Sect. II, t. VII.
- Superceanu, C. 1967: Die Geosynklinal-Lagerstättenprovinzen Rumäniens. Geol. Rundschau, Bd. 56, N 3.

covali najmä tieto metódy:

- rozšírené zatažovacie skúšky pilót so zabudovanými tenzometrami, ktoré umožňujú separáciu plášťového trenia a odporu pilóty na špici;
- rádiometrické skúšky (detekčné jednotky NZK-203 vyvinuté vo VÚPJT) na meranie objemovej hmotnosti a prirodzenej vlhkosti základovej pôdy;
- vibračné sondovanie využívajúce vibračné účinky pri vŕtaní (jadrové vŕtanie, nárazovo-točivé vŕtanie) na meranie rýchlosti šírenia sa pružného vlnenia, súčiniteľa pohlcovania a iných charakteristík pôdy;
- penetrometrická metóda, ktorou sa meria odpor zeminy proti vzniku dynamicky alebo staticky vŕhanej sondy s možnosťou separácie odporu na špici a plášti penetrometra. Interpretácia výsledkov penetrometrických meraní zostáva však naďalej neistá, čo vyžaduje používať pomerne vysoké súčinitele bezpečnosti;
- presiometrická metóda, pri ktorej sa meria deformácia vrtnú zataženého horizontálnym tlakom. Z presiometrickej krivky závislosti deformácie od tlaku sa určia základné charakteristiky základovej pôdy: medzné presiometrické zataženie a presiometrický modul, pomocou ktorých sa ďalej vypočíta výpočtové zataženie plošných, resp. hĺbkových základov, očakávané sadanie, stabilita svahu ap.

Perspektívne sa ukazuje potreba intenzívnejšie rozvíjať všetky tieto metódy. Špecializované organizácie by mali byť vybavené najmodernejšími presiometrickými a penetrometrickými prístrojmi (napr. presiometre GC a GB, ktoré vyvinú tlak do 100 kp/cm² a môžu sa použiť aj v skalných horninách) a primeranou vrtnou technikou, ktorá umožní vykonávať terénne skúšky aj v uľahnutej štrkopiesčitej zemine, pretože úlohy geologického prieskumu budú čoraz náročnejšie.

Boris Černák: Vplyv suspenzie na únosnosť hĺbkových základov v nesúdržných zeminách (Bratislava 10. 2. 1976)

Pažiaci efekt ílovej suspenzie sa v ostatnom desaťročí v širokej miere využíva pri zhotovovaní hĺbkových základov. Pri zhotovovaní šachtových pilierov možno v mnohých prípadoch výhodne nahradiť hĺbenie a betonáž pod ochranou výpažnice hĺbením a betonážou pod suspenziou. Výsledky porovnávacích zatažovacích skúšok šachtových pilierov zhotovených s použitím suspenzie a šachtových pilierov zhotovených s použitím výpažnice však ukázali výrazný vplyv technológie na únosnosť. Veľký rozptyl výsledkov v nesúdržných zeminách naznačil, že pri hospodárnom návrhu šachtových pilierov nemožno vychádzať len z pôvodných vlastností základovej pôdy, ale treba brať do úvahy aj vplyv suspenzie.

Podrobný experimentálny výskum uskutočnený vo Výskumnom ústave inžinierskych stavieb v Bratislave ukázal, že jedným z rozhodujúcich faktorov, ktoré ovplyvňujú únosnosť šachtových pilierov, je čas pôsobenia suspenzie v šachte.

Filtračný koláč, ktorý sa vytvára na styku suspenzie s priepustnou zeminou, sa skúmal v rozličných časových a tlakových pomeroch na upravených priepustomeroch. Pritom sa hodnotil vplyv času pôsobenia suspenzie a vplyv tlaku suspenzie na priebeh vlhkosti a šmykovej pevnosti filtračného koláča.

Výsledky modelových šmykových skúšok styku betón — filtračný koláč — piesok a styku betón — piesok pri konštantnom zatažení preukázali, že intenzívne plášťové trenie možno očakávať len v prípadoch, keď filtračný koláč svojou hrúbkou podstatne neobmedzuje dosah vlastností betónu na styku so zeminou. Keďže hrúbka filtračného koláča s časom narastá, vyúsťuje zistená skutočnosť do základnej technologickej požiadavky maximálne obmedziť čas pôsobenia suspenzie v šachte.

V terénnych podmienkach sa porovnávacími zatažovacími skúškami dvoch šachtových pilierov v dunajskom štrkopiesku stanovilo zníženie plášťového trenia na polovičnú hodnotu pri zvýšení času pôsobenia suspenzie z 8 na 97 hodín.

Výsledky experimentálnych prác poukazujú na vplyv suspenzie na únosnosť hĺbkových základov v nesúdržných zeminách.

GENETICKÁ KLASIFIKÁCIA A VEK LOŽÍSK MINERÁLOV KAOLINITOVEJ SKUPINY V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

(1 obr. a 1 tab. v texte)

IVAN KRAUS — VLADIMÍR HANO*

Генетическая классификация и возраст месторождений минералов каолиновой группы в Западных Карпатах

Предлагается схема генетической классификации месторождений каолиновой группы. Коротко характеризуются основные минералогическо-технологические особенности резидуальных, гидротермальных и осадочных месторождений Западных Карпат. Одновременно были определены три фазы каолинизации в этом районе на основании седиментологических и климатологических условий.

Первая фаза — преднеогеновая. Эта фаза вероятно не имела важное влияние на возникновение главных месторождений каолина и галлоизита.

Вторая фаза-верхнемиоценовая, имела самое главное влияние на образование каолиновых кор выветривания в Западных Карпатах.

Третья фаза-плиоценовая, распространяется только на районы восточно-словацкой низменности. Продукты каолинизации этой фазы не имеют экономического значения.

Genetic classification and age of the deposits of the kaolinite-group minerals in the West Carpathians

A scheme of a genetic classification of deposits of the kaolinite-group minerals is presented. The principal mineralogical-technological properties of residual, hydrothermal, and sedimentary deposits of the West Carpathians are briefly characterized. Three phases of kaolinization in this region have been differentiated on the basis of sedimentological and climatological criteria. The first is the pre-Neogene phase which probably did not appreciably affect the origin of the most significant kaolin and halloysite deposits. The second, Upper Miocene phase played a very significant part in the formation of the kaoline weathering crusts in the West Carpathians. The third phase is of Pliocene age and it is exclusively confined to the region of the East Slovakian lowland. The kaolinization products of this phase are economically insignificant.

V oblasti Českého masívu sú významné ložiská kaolínu, ktorý je predmetom intenzívnej ťažby a výskumu. Podľa najnovších poznatkov M. Kužvarta (1969) sa proces kaolinického zvetrávania v tejto oblasti uplatňoval pri rozklade

* Doc. RNDr. Ivan Kraus, CSc., Katedra nerastných surovín PFUK, 801 00 Bratislava.

RNDr. Vladimír Hano, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, 010 51 Žilina.

hornín bohatých na živce v karbóne a na rozhraní mezozoika a terciéru. Na-proti tomu boli v Západných Karpatoch produkty kaolinizácie donedávna známe len sporadicky a nevenovala sa im pozornosť. Všeobecne sa tvrdilo, že celkový geotektonický vývoj v Západných Karpatoch v porovnaní s Českým masívom nebol pre tvorbu rozsiahlejších ložísk kaolinického typu priaznivý. V ostatnom desaťročí sa situácia zmenila a aj v tejto oblasti sa objavili nové ložiská kaolínu, halloyzitu a kaolinického ílu.

V práci podávame stručnú charakteristiku genetických typov týchto ložísk a súčasne stanovujeme základné fázy kaolinizácie, ktoré sa uplatňujú v Západných Karpatoch. Domnievame sa, že tieto poznatky môžu aspoň čiastočne prispieť k formovaniu celkovej predstavy o procesoch kaolinizácie v strednej Európe.

Genetická klasifikácia ložísk minerálov kaolinitovej skupiny

Podľa doterajších poznatkov predkladáme genetickú klasifikačnú schému ložísk ílových minerálov zo skupiny kaolinitu v Západných Karpatoch (tab. 1). Zámerne hovoríme o ložiskách minerálov kaolinitovej skupiny, pretože sa v Západných Karpatoch na zložení produktov koalínizačných procesov pomerne často okrem kaolinitu zúčastňuje halloyzit a minerál „fire clay“ ako podstatná alebo vedľajšia súčasť. Termín fire clay používame pre minerál kaolinitovej skupiny, ktorý má neusporiadanú štruktúru, neinterkaluje s K-acetátom a hydrazínom a vyznačuje sa izomorfnou substitúciou v oktaedrickej, respektíve v tetraedrickej koordinácii. Ložiská zaradené do základných genetických typov sa súčasne vyznačujú radom špecifických technologických vlastností.

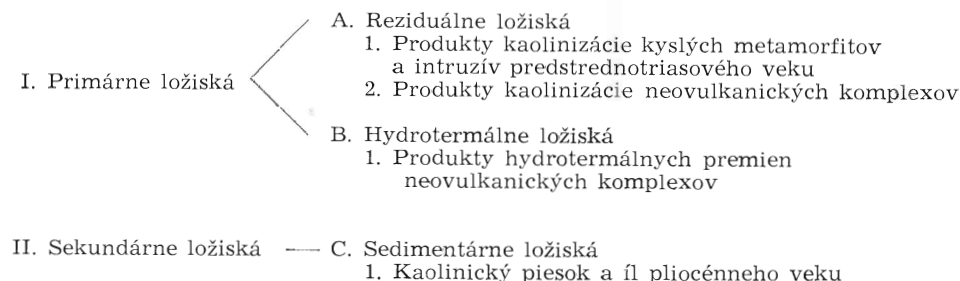
Reziduálne ložiská

Reziduálne ložiská v Západných Karpatoch patria k ekonomicky najvýznamnejším a najperspektívnejším. Rozdeľujeme ich na dva podtypy.

Produkty kaolinizácie metamorfitov a kyslých intruzív prostrednotriasového veku tvorí kaolinit s dobre usporiadanou štruktúrou a premenlivou prímесou ílovej sludy. Keď neberieme do úvahy slabé prejavy kaolinizácie kryštalinika Žiaru pri Bojniciach (D. A n d r u s o v — V. Z o r k o v s k ý 1949, D. A n d r u -

Genetická klasifikácia ložísk ílových minerálov zo skupiny kaolinitu v Západných Karpatoch

Tab. 1



sov 1949, I. Kraus — E. Šamajová 1970) a Rudna (J. Gašparík 1970), je ložisko Horná Priebraná, ktoré pri vyhľadávacom prieskume keramických surovín Lučeneckej kotliny objavil V. Hano (1966), zatiaľ jediným významným predstaviteľom tohto typu. Pôvodné materské horniny predstavujú komplex vulkanicko-sedimentárneho pôvodu, ktorý bol pred samostatnou kaolinizáciou epizonálne metamorfovaný. Bližšie postavenie materských hornín v paleozoiku gemeríd doteraz nie je definitívne vyriešené. K. Urban (1970) na základe petrografického štúdia porfyroidov sa prikláňa k náhľadu, že komplex hornín, ktoré podľahli kaolinizácii, by mohol patriť do permu, aj keď prítomnosť grafiticko-sericitických fylitov nie je pre perm gemeríd osobitne charakteristická. Okrem porfyroidov a fylitov paleozoika gemeríd sa v oblasti Lučeneckej kotliny stretávame s produktmi kaolinizácie rozličných petrografických typov hornín. Patria k nim predovšetkým:

a) arkózovité kremence, ktoré O. Fusán in M. Kuthan et al. (1963) zaradil do obalovej série kryštalinika veporíd (Zlámanec, Ružiná, Pliešovce);

b) granitoidy veporidného plutónu, v ktorých zachovanú kôru málo intenzívneho kaolinického zvetrávania opísal R. Ondrášik (1970) pri Valkove, severne od Poltára;

c) svory a fylonity kohútskej zóny, ktoré vystupujú v podobe kaolinizovaných valúnov v pliocénnych sedimentoch poltárskej formácie, ako aj na pôvodnom mieste v oblasti Málnica, Dobroče (I. Križáni 1966), Detvianskej Huty, Hriňovej a Klenovca (R. Ondrášik 1970).

Doterajšie štúdium potvrdilo, že petrografický charakter materských hornín podstatne ovplyvňuje mineralogické zloženie, ale predovšetkým chemizmus produktov rozkladu, a tým aj technologické vlastnosti kaolínu. I. Horváth (1969) zistil, že v oblasti Hornej Priebranej vznikol kaolín najlepšej kvality najmä zvetrávaním porfyroidov. Vyznačuje sa relatívne vysokým obsahom kaolinitu a prítomnosťou Na-ilovej sludy — brammalitu. Charakteristický je vysoký obsah Na_2O (1,2—2,5 ‰), znížený obsah K_2O (2,5—3,5 ‰). Obsah Fe_2O_3 sa pohybuje v rozmedzí 0,5—1,0 ‰ a TiO_2 v rozmedzí 0,12—0,25 ‰. Kaolinit, ktorý vznikol zvetrávaním fylitov, sa zo štruktúrneho hľadiska vyznačuje nižším stupňom usporiadanosti (I. Kraus et al. 1972) a prítomnosťou K-ilovej sludy. V súlade s tým sa obsah Na_2O pohybuje v rozmedzí 0,05—0,15 ‰, K_2O od 3,5 do 6,0 ‰ a Fe_2O_3 nad 1,8 ‰.

Osobitným typom dobre zachovanej kaolínovej kôry zvetrávania v Západných Karpatoch, ktorej sa doteraz venovalo veľmi málo pozornosti, sú epizonálne metamorfované arkózovité kremence, ktoré tvoria súčasť obalovej série veporidného kryštalinika. Sú zachované predovšetkým na južných svahoch Vepora. Najvýznamnejšou je lokalita Zlámanec, 2 km severne od Kalinova. Potom je to výskyt na severnom svahu kóty Žernovská, 750 m východne od Ružinej. I. Križáni (1966) sem kladie aj horniny vystupujúce v záreze cesty Breznička—Mládzo. Domnievame sa, že súvrstvie lavicovitých kremencov v pliešovskom ostrove, ktoré opísal O. Fusán (1971), pokladané za obalovú sériu veporidného kryštalinika, je analogické s predchádzajúcimi lokalitami a rovnako predstavuje kôru zvetrávania arkózovitých kremencov uprostred hornín stredoslovenských neovulkanitov. Ďalej sú známe relikty zachovanej kôry kaolinického zvetrávania v ostrove starších útvarov, ktoré vystupujú z podložia neogénnej výplne Slatinskej kotliny východne od Lieskovca. Kaolinizácia postihla biotitický granodiorit, kremité porfýry s pestrými bridlicami

a arkózami, ktoré podľa O. F u s á n a (1971) pravdepodobne zodpovedajú permu ľubietovského pásma. Doteraz je problematická stratigrafická pozícia kaolinizovaných arkózovitých kremencov. V. H a n o (1966) ich v okolí Zlámanca pokladá za slabometamorfovaný kontinentálny vývoj permu. Naproti tomu O. F u s á n (1971) ich zaraďuje do spodného triasu obalovej série veporidného kryštalinika.

Pomerne najlepšie poznáme geologickú stavbu, petrografický charakter materských hornín a mineralogické zloženie produktov rozkladu na lokalite Zlámanec, odkiaľ sa surovina používa na výrobu žiaruvzdorných hmôt, žiarobetónu a kyslého šamotu. Kyslé plagioklasy a draselné živce sa prevažne rozložili na ílové minerály, ktoré sa koncentrujú v intergranulárach zŕn kremeňa a na plochách bridličnatosti. Množstvo živcov v hornine a stupeň ich premeny nie sú stabilné. Rozdielnú intenzitu premeny ovplyvňuje predovšetkým tektonická porušenosť materských hornín. V závislosti od tohto faktora sa hĺbkový dosah kaolinizácie zistený vo vrtoch pohybuje od 50 do 120 m. Zastúpenie vyplývajúceho podielu frakcie 0—20 mikrometrov nepresahuje 10—12 %. Hlavným ílovým minerálom je kaolinit. Jeho zastúpenie sa vo frakcii 0—2 mikrometrov pohybuje od 60 do 90 %. Zvyšok pripadá na ílovú sľudu a kremeň. Stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu je relatívne vysoký a zhoduje sa s usporiadaním štruktúry kaolinitu na ložisku Horná Prievrana. Geologické a mineralogicko-petrografické pomery na zachovaných reliктоch kaolinizovanej kôry zvetrávania sú v oblasti Ružinej a Pliešoviec podobné. Zastúpenie ílovitej frakcie v arkózovitých kremencoch pliešovského ostrova je v porovnaní so Zlámancom o niečo nižšie, čo súvisí s celkovým zastúpením živcov v materskej hornine. Oproti Zlámancu mierne vzrastá podiel ílovej sľudy.

Na základe doterajších poznatkov o geologickej pozícii, mineralogických a technologických vlastnostiach kaolínu, ktorý vzniká zvetrávaním metamorfítov a kyslých intruzív predstrednotriasového veku, pokladáme v Západných Karpatoch za najperspektívnejšiu severovýchodnú časť Lučeneckej kotliny medzi Poltárom a Ponderkom. Zo širšieho hľadiska prichádza do úvahy celá oblasť styku kryštalinika a obalovej série veporíd, ako aj paleozoika gemeríd s pliocénnymi sedimentmi poltárskej a košickej formácie. Očakávame, že zakrytá kaolínová kôra zvetrávania bude najlepšie vyvinutá tam, kde na paleozoickom reliéfe v podloží poltárskej formácie nie sú vyvinuté sedimenty šlirovej fácie egeru. A. A b o n y i et al. (1972) v okolí Ponderka v podloží egeru síce našli reliкty slabo kaolinizovaných fylitov, ale pretože hlavnú fázu kaolinizácie v tejto oblasti, ako na to poukážeme ďalej, situujeme na rozhranie medzi sarmatom a panónom, sedimenty egeru v tomto období blokovali priaznivý priebeh kaolinizácie v ich podloží. Preto pri prieskumných prácach treba v celej perspektívnej oblasti venovať pozornosť rozšíreniu egeru, hĺbkovému dosahu kaolinizácie a morfológii predneogénneho reliéfu.

Druhým podtypom reziduálnych ložísk sú produkty kaolinizácie vulkanických komplexov. Z ílových minerálov sú prítomné predovšetkým halloyzít a minerál fire clay, niekedy s prímесou alofánu a kristobalitu. K materským horninám patria andezity, ryolity badensko-sarmatského veku a ich pyroklastiká. Patrí sem ložisko halloyzitu Michalovce—Biela hora, Poruba pod Vihorlatom, ložisko kaolínu a kaolinického ílu pri Pukanci a drobné výskyty, zatiaľ bez priemyselného významu, v Lučeneckej a Slatinskej kotline. Prevažne sa vyznačujú veľkou premenlivosťou v zastúpení úžitkovej zložky, malým a nepre-

videlným rozsahom zachovaných produktov rozkladu. Technologické vlastnosti, najmä žiaruvzdornosť a chemizmus týchto surovín sa mení vo veľmi širokom rozmedzí. Najkvalitnejšie typy vznikli rozkladom ryolitových tufov. Na genézu najvýznamnejších ložísk tejto skupiny sa doteraz vyslovili protichodné náhľady. V. Žúrek (1958) na Bielej hore a M. Mišík et al. (1958, 1959) pri Pukanci zdôrazňujú pôsobenie hydrotermálnych roztokov. J. Slávik (1962) na Bielej hore a S. Polášek (1961) pri Pukanci vysvetľujú vznik účinkom hypogénnych procesov. V predkladanej genetickej klasifikácii (tab. 1) ich pokladáme za zachované reliktý kôry zvetrávania, ktorá sa formovala koncom sarmatu a začiatkom panónu.

Hydrotermálne ložiská

Otázka vzniku kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu v Západných Karpatoch nie je ešte dostatočne objasnená. S typickou hydrotermálnou premenou vedúcou k vzniku ílových minerálov zo skupiny kaolinitu bez ekonomického významu sa stretáme na rudných ložiskách sideritovej formácie (F. Novák 1960, L. Drnzíková — J. Hurný 1972), ale ešte častejšie na subvulkanických ložiskách v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (V. Radzo 1969, 1972, J. Forgáč 1965, J. Konta 1957, M. Koděra 1967). Osobitne intenzívna premena okolných horín na ílové minerály pôsobením hydrotermálnych roztokov na kremnickom rudnom ložisku bola predmetom štúdia M. Böhmpera et al. (1969). Ílové minerály tu nemajú priemyselný význam, ale prítomnosť kaolinitu a ílovej sludy v premenených pásmach zvyčajne spoľahlivo indikuje pôsobenie hydrotermálnych roztokov, a tým aj možnosť výskytu sulfidickej, respektíve drahokovnej mineralizácie. Vo východoslovenských neovulkanitoch sme sledovali intenzívnu argilitizáciu pyroxenických andezitov v severnej časti Slanských vrchov v spojitosti s Hg-mineralizáciou na Dubníku. Na rozdiel od uvedených premien v oblasti stredoslovenských neovulkanitov je tu vo veľkom množstve zastúpený aj montmorillonit, čo poukazuje na alkalický charakter hydrotermálnych roztokov.

Ekonomicky významné koncentrácie ílových minerálov zo skupiny kaolinitu preukázateľne hydrotermálneho pôvodu sa v Západných Karpatoch zatiaľ neoverili. V prvom rade by sa mali viazať na poruchové zóny. Ich tvar by mal byť lineárny, nie plošný. Intenzita premeny by sa pri procese kaolinizácie nemala vo vertikálnom smere výraznejšie meniť. Napokon by sa charakter tejto premeny mal prejavíť v typickej minerálnej asociácii. Až v ostatných rokoch sa pri prieskumných prácach na výskyt kaolínu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov na juhovýchodnom okraji Kremnických vrchov (lokalita Podháj a Jelšový potok-sever) diskutuje aj o možnosti hydrotermálnej kaolinizácie. Tento problém je v štádiu riešenia a mal by sa objasniť v najbližšom období.

Z ďalších kaolinitových výskytov hydrotermálneho pôvodu treba uviesť argilitizáciu pyroklastík sarmatského veku na juhovýchodnom okraji hornotúrovske-levickej hraste, kde M. Marková (1970) opisuje pri Malých Krškách vznik kaolinitu pôsobením teplých minerálnych vôd. Podobne kaolinizáciu hydrotermálneho pôvodu, zatiaľ ešte bez overeného rozsahu, zistili v oblasti Vihorlatu E. Dobra a I. Kraus (1972). Na základe uvedenej analýzy sa domnievame, že najmä v neovulkanických oblastiach Západných Karpát možno očakávať aj významnejšie prejavy kaolinizácie hydrotermálneho pôvodu, a pre-

to vyčleňujeme už v súčasnom období uprostred kaolínových ložísk aj tento genetický typ.

Sedimentárne ložiská

Pri ložiskách sedimentárneho pôvodu sme v Západných Karpatoch vyčlenili dva základné litologicko-genetické typy.

Kaolínický piesok reprezentujú produkty vrchných častí kôry zvetrávania, ktoré sú redeponované zvyčajne na veľmi krátku vzdialenosť. Poukazujú na prítomnosť zakrytej kaolínovej kôry zvetrávania a na celkový charakter hypergénnych procesov v danej oblasti. Pri vyhľadávaní kaolínových ložísk môžu mať veľký prospekčný význam. Vystupujú predovšetkým v strednej časti Lučeneckej kotliny v oblasti Hornej Priebranej, Vyšného Petrovca, Hrabova a Cerín. Niektoré výskyty, ktoré možno analogicky priradiť k tomuto typu, sú známe v juhozápadnej časti Košickej kotliny v oblasti Rudníka a v juhozápadnej časti Turčianskej kotliny pri Rudne a Budiši.

Najväčšia pozornosť sa doteraz venovala kaolínickému piesku v Lučeneckej kotline. Ide o hrubozrnný nedokonale opracovaný kremitý piesok, v ktorom obsah ílovitého tmeľu neprevyšuje 15–20 %. Z ílových minerálov je prítomný kaolinit s relatívne dobrým stupňom štruktúrnej usporiadanosti a prímies ílovej sludy. Budú sa využívať pri výrobe bieleho slinku a overuje sa ich použitie v sklárskom priemysle. Kaolínický piesok s prechodom do piesčito-aleuritického ílu v juhozápadnej časti Košickej kotliny predstavuje príbrežnú fáciu v lakustrickom vývoji. Náhlý charakter usadzovania počas pliocénu neumožnil dostatočné vytriedenie ílu od psefiticko-psamitických sedimentov, a preto nedáva priaznivejšie prognózy na výskyt rozsiahlejších akumulácií s vhodnými technologickými vlastnosťami. Na druhej strane jeho prítomnosť dáva podľa analógie s Lučeneckou kotlinou isté predpoklady výskytu zakrytej kaolínovej kôry zvetrávania najmä v oblasti styku kyslých intruzívnych a metamorfovaných hornín paleozoika gemeríd so sladkovodným pliocénnym sedimentárnym komplexom košickej formácie. Prítomnosť živcov a nízky obsah ílovitej zložky polyminerálneho charakteru (kaolinit, ílová sluda, montmorillonit) v juhozápadnej časti Turčianskej kotliny potvrdzujú, že procesy kaolínického zvetrávania granitoidov Žiaru boli pre tvorbu ekonomicky významnejších kaolínových ložísk v tejto oblasti a pravdepodobne aj v iných jadrových pohoriach centrálnych Západných Karpát málo intenzívne.

Kaolínický íl sa v Západných Karpatoch nachádza v plytkých prietočných jazerách a močiарoch prevažne pliocénneho veku. Jeho mineralogické zloženie a technologické vlastnosti sú determinované najmä charakterom materských hornín v pôvodných zdrojových oblastiach. Najperspektívnejšie sú oblasti, v ktorých sa pri vzniku ílových sedimentov uplatňujú kyslé intruzívne a metamorfované horniny predstrednotriasového veku. K takým patrí predovšetkým Lučenecká kotlina, kde sa koncentrujú najvýznamnejšie ložiská žiaruvzdorného keramického ílu v súvrství poltárskej formácie. Kaolínický íl s premenlivou prímiesou montmorillonitu, zatiaľ bez ekonomického významu, vzniká aj vo vnútorných kotlinách na strednom Slovensku a vo Východoslovenskej nížine zvetrávaním vulkanogénnych komplexov.

Ložiská ílu v poltárskej formácii majú veľmi nestále úložné pomery a litologický charakter, najmä zastúpenie piesčitej frakcie. Ide v podstate o nepra-

videlné šošovky, ktoré vznikali najmä tam, kde boli v podloží poltárskej formácie málo priepustné horniny (ílovce egeru, kaolinizované sericiticko-grafitické fylity gemerid a kaolinizované andezitové pyroklastiká). Relatívne najpravidielnejší vývoj a najväčšiu mocnosť dosahujú pelitické sedimenty v západnej časti Lučeneckej kotliny (Halič, Tomášovce, Gregorova Vieska, Točnica), pričom najkvalitnejší il, prevažne sivej farby, je najmä v spodnej časti formácie.

Íl poltárskej formácie je tvorený minerálom fire clay s prímесou kaolinitu a sporadicky ílovej sludy. I. Kraus et al. (1972), I. Kraus — I. Horváth (1972) potvrdili, že minerál fire clay sa usporiadanosťou svojej štruktúry, veľkosťou častíc, vznikom a technologickými vlastnosťami podstatne odlišuje od kaolinitu v reziduálnom kaolíne a redeponovanom kaolinickom piesku. Rozdielny stupeň štruktúrnej usporiadanosti minerálu fire clay v íle poltárskej formácie v porovnaní s kaolinitom kaolínu a kaolinického piesku pripisujeme jednak rozdielnemu charakteru materských hornín a jednak dĺžke transportu z primárnej kôry zvetrávania do sedimentačného bazénu. Z ostatných minerálov je najmä v juhozápadnej časti, kde sa prejavuje vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti, častý hallozyt a ojedinele montmorillonit. Osobitné formy výskytu hallozytu v podobe tzv. obrnených závalkov a gibbsitu s diaspórom podrobne opísali I. Kraus et al. (1966) a I. Kraus (1968).

Do samostatnej skupiny patria íly, ktoré tvoria minerály kaolinitovej skupiny s prímесou montmorillonitu, redeponované do sedimentačných panví prevažne pliocénneho veku z vulkanogénnych zdrojových oblastí. V stredoslovenských neovulkanitoch sa doteraz venovala pozornosť ílu v Slatinskej kotline, ktorý vystupuje v oblasti Zvolenskej Slatiny, Očovej a Ptrukše. Tvorí ho zmes extrémne jemnodisperzného hallozytu, minerálu fire clay a niekedy montmorillonitu. Vznikal zvetrávaním andezitov a ich pyroklastík, ktoré v zmysle M. Kuthana (1963) zaraďujeme k produktom I. a II. andezitovej vulkanickej fázy. Vo východoslovenskej panve I. Kraus et al. (1972) pri regionálnom mineralogickom štúdiu v oblasti podvihorlatskej depresie v širšom okolí Hnojného zistili súvislý horizont kaolinického ílu typu fire clay, ktorý dosahuje približne mocnosť od 80 do 140 m. Sú to redeponované produkty kaolinického zvetrávania andezitových aglomerátov a tufov, ktorých primárne produkty sú známe v oblasti vulkanického masívu Vihorlat—Popričný. V súlade s chemizmom materských hornín sa vyznačujú zvýšeným obsahom Fe_2O_3 a TiO_2 , čo limituje ich použitie v keramickom priemysle.

Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch

Pri stanovovaní fáz vhodných na tvorbu kaolínovej kôry zvetrávania vychádzame v podstate zo sedimentologických a klimatologických kritérií. K sedimentologickým patria výskytu mladších sedimentárnych formácií známeho veku v bezprostrednom nadloží skúmaných reziduálnych kaolínových ložísk. Aj v prípade, že sú spoľahlivo datované, možno na ich základe hovoriť len o vrchnej hranici ukončenia celého procesu. Pritom nemáme záruku, že tieto komplexy sedimentovali bezprostredne po ukončení zvetrávacích procesov. Ďalej sem patria polohy kaolinického ílu a piesku, ktoré boli redeponované z primárnej kôry kaolinického zvetrávania. Je prirodzené, že od vzniku primárnej kôry, cez jej rozrušenie a sedimentáciu redeponovaných produktov môže uplynúť rozlične dlhé časové obdobie, a to v závislosti od viacerých faktorov, najmä

geotektonických a paleogeografických.

Klimatický faktor sa na základe prác mnohých autorov (W. D. Keller 1958, N. M. Strachov 1962, G. Millot 1964, M. Kužvart — J. Konta 1968, F. C. Loughnan 1969) pri procesoch kaolinického zvetrávania pokladá za rozhodujúci. Vychádza sa z predstavy, že optimálne podmienky na kaolinizáciu sú v teplej a vlhkej klíme subtropov a trópov pri priemernej ročnej teplote 15—18 °C a zrážkach nad 1000 mm pravidelne rozložených po celý rok. Väčšina kaolínových ložísk v Európe vznikala súčasne s tvorbou uhoľných slojov po horotvorných procesoch, pri ktorých sa vulkanickou činnosťou dostávalo do ovzdušia veľké množstvo CO₂.

Analýzou sedimentologických a klimatologických kritérií sme dospeli k náhľadu, že sa v oblasti Západných Karpát uplatňovali tri základné fázy kaolinizácie.

Predneogénna fáza kaolinizácie

Predneogénna fáza kaolinizácie sa uplatňuje v južnej časti Západných Karpát (Lučenecká kotlina, Ipeľská kotlina, Podunajská nížina). Reprezentuje pravdepodobne doznievanie lateritického zvetrávania. Redeponované produkty tohto zvetrávania na báze paleogénu sú dobre známe v oblasti Strážovského pohoria, Galmusa a Juhoslovenského krasu.

Najvýznamnejší dôkaz o existencii kaolinizačných procesov v tomto období priniesol geologický prieskum, ktorý overoval pokračovanie magnezitového karbónu gemeríd pod neogénymi sedimentmi v Lučeneckej kotline. V podloží sedimentov patriacich egeru medzi Hrnčiarskou Vsou a Svetlou A. Abonyi et al. (1972) zistili niekoľko desiatok metrov mocný komplex kaolinizovaných paleozoických fylitov gemeríd, ktoré sa z litologicko-mineralogického hľadiska doteraz podrobnejšie nebádali. Ostatné výskyty v Ipeľskej a Podunajskej nížine patria redeponovanému kaolinickému ílu, ktorý je pravdepodobne súčasťou bazálnej série oligocénu. Prvý výskyt podrobne opísali B. Číčel — D. Vass (1964) pri Seľanoch. Predpokladajú, že súvrstvie kaolinického ílu s prímiesou ílovej sludy a goetitú vzniklo v plytkom jazere a je produktom zvetrávania kryštalinika veporíd. Druhý výskyt uvádza z bazálneho, tzv. pestrého uhľonosného súvrstvia pri Štúrove J. Seneš (1960). Ide o terestrický a fluvio-limnický pestrý piesčitý íl a ílovec, v ktorých K. Borza — E. Martiny (1964) potvrdili prítomnosť kaolinitu, muskovitu a hematitu s prímiesou kremeňa. S týmto kaolinickým ílom v oblasti Ipeľskej kotliny a Podunajskej nížiny nepochybne súvisí aj ložisko žiaruvzdorného kaolinického ílu oligocénneho veku pri Romhanyi v MLR (G. Varjú 1959).

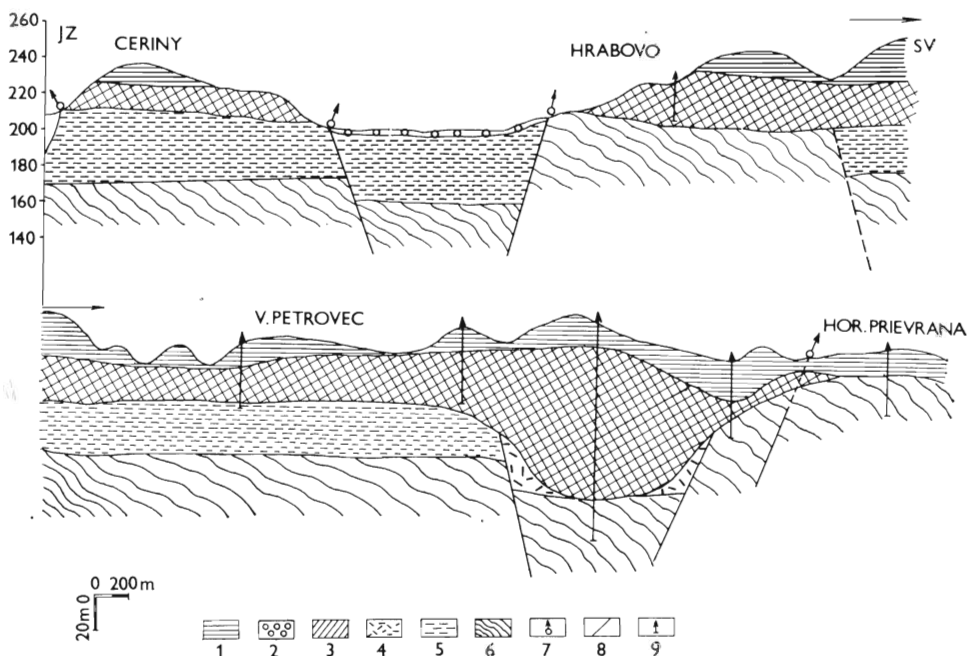
Proces kaolinického zvetrávania v paleogéne bol podmienený predovšetkým priaznivým klimatickým vývojom. Výskyt suchozemských rastlín vo vrchno-eocénnych sedimentoch svedčí o tropickom, vlhkom podnebí, analogickom s recentnou indomalajskou oblasťou. Koncom oligocénu a v egeri väčšina autorov konštatuje čiastočné ochladzovanie. Podnebie malo ešte humídny ráz a F. Němejcs (1962) ho pokladá za prechodné medzi subtropickou a teplou zónou mierneho pásma. E. Planderová (1962) na základe porovnávania foriem egeru s recentnými rodmí uvádza priemernú ročnú teplotu okolo 20 °C a priemerné ročné zrážky okolo 1600 mm.

Napriek tomu, že sa v južnej a juhozápadnej časti Západných Karpát jedno-

značne potvrdila existencia kaolinického zvetrávania počas paleogénu, domnievame sa, že táto fáza sa podstatnejšie nezúčastňovala na vzniku najvýznamnejších ložísk kaolínu v Lučeneckej kotline (Horná Prievrana, Zlámanec). Svedčí o tom fakt, že na južnej periférii týchto ložísk v podloží sedimentov egeru nepoznáme výskyty redeponovaného kaolinického ílu, aké sa zistili pri Seľanoch a ktoré by mali byť v prípade uplatnenia sa tejto fázy ekvivalentom pliocénneho kaolinického ílu poltárskej formácie. Rovnako kaolinický piesok, ktorý reprezentuje na krátku vzdialenosť redeponované produkty reziduálnych kaolinových ložísk, sa vždy nachádza v priamom nadloží sedimentov egeru a v podloží kaolinického ílu poltárskej formácie (obr. 1).

Vrchnomiocénna fáza kaolinizácie

Najväčší vplyv na tvorbu kaolínovej kôry zvetrávania v Západných Karpatoch mala fáza, ktorá prebiehala na rozhraní sarmatu a panónu. Hranice tohto procesu možno pomerne spoľahlivo viesť na základe sedimento-



Obr. 1. Geologický profil Lučeneckej kotliny.

1 — Sedimenty poltárskej formácie — pliocén, 2 — fosílna suť — vrchný sarmat (?), 3 — kaolinický piesok — sarmat, 4 — kaolinizované fylity a porfýroidy — paleozoikum gemeríd, 5 — sliene — eger, 6 — fylity a porfýroidy — paleozoikum gemeríd, 7 — minerálne pramene, 8 — zlomy, 9 — vrty.

Fig. 1. Geological profile by Lučenecká kotlina basin.

1 — The sediments of the Poltar formation — Pliocene, 2 — Fossil scree — Upper Sarmatian (?), 3 — Kaolinitic sands — Sarmatian, 4 — Kaolinized phyllites and porphyroids — Gemeride Paleozoic, 5 — Clay marls — Egerien, 6 — Phyllites and porphyroids — Gemeride Paleozoic, 7 — Mineral spring, 8 — Faults, 9 — Boreholes.

logických kritérií. Spodnú hranicu indikuje kaolinická kôra zvetrávania, ktorá vznikla v oblasti stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov na andezitoch a ryolitoch badenského až strednosarmatského veku.

Je to oblasť Pukanca v Bátovskej, Zvolenskej Slatiny, Očovej, Pstruše v Slatinkej, Haliče v Lučeneckej kotline a Michaloviec vo Východoslovenskej nížine. Okrem toho D. Andrusov et al. (1958), K. Borza — E. Martiny (1969) uvádzajú na južnom a východnom Slovensku produkty terra rossy, zložené z kaolinitu a hydroxidov Fe, ktoré vznikli zvetrávaním andezitov a ich tufov počas kontinentálnej periódy medzi stredným sarmatom a pliocénom. Vrchnú hranicu vrchnomiocénnej fázy kaolinizácie v Západných Karpatoch jednoznačne reprezentujú sladkovodný íl a ílovitý piesok, ku ktorým patrí už aj spomenutý íl poltárskej formácie v Lučeneckej kotline. Vystupujú tu vždy v nadloží reziduálnych ložísk kaolínu a sú nesporným dôkazom intenzívnych hypergénnych procesov v predpliocénnom období. Na značnú intenzitu zvetrávacích procesov v tomto časovom intervale poukazuje výskyt gibbsitu v íle poltárskej formácie (I. Kraus et al. 1968). Predpokladáme, že hydroxidy Al vznikli v obmedzenom rozsahu v primárnej kôre zvetrávania ako finálne produkty celého procesu. Nejde o stálu primes, ale sú to len lokálne koncentrácie nepresahujúce 5—10 % z celkového množstva. Podobnú zákonitosť v zastúpení gibbsitu v ílovcach vrchnej kriedy Českého masívu uvádza J. Sindelář (1974). Táto okolnosť umožňuje vzájomne porovnávať vrchnomiocénnu fázu kaolinizácie v Západných Karpatoch s vrchnokriedovo-oligocénnou fázou v Českom masíve. Prirodzene, nemožno vzájomne porovnávať rozsah kaolinizácie v Západných Karpatoch a v Českom masíve, ale predovšetkým jej intenzitu v období, keď sa v obidvoch oblastiach uplatňovala najoptimálnejšie.

Z klimatického hľadiska sa v sarmate a v panóne stredoeurópskej oblasti stretáme s pomerne častým striedaním podmienok charakteristických pre humidny, resp. aridný vývoj. Vývojom klímy na základe štúdia flóry vo vrchnom miocéne vnútorných kotlín stredoslovenských neovulkanitov sa detailne zaoberal V. Sitár (1970). Zistil, že vo vrchnom sarmate a v panóne sa oproti spodnému a strednému sarmatu výrazne zvýšila humidita klímy. Vo vrchnom sarmate a v spodnom panóne v tejto oblasti predpokladá subtropickú klímu s priemernými ročnými teplotami v rozmedzí 13—18 °C a s množstvom zrážok od 1000—1500 mm. Dalším faktorom, ktorý priaznivo pôsobil na priebeh kaolinizácie v tomto období, bolo zvýšené množstvo CO₂, ktoré sa dostávalo do atmosféry po ukončení hlavných fáz vulkanickej činnosti (na strednom Slovensku v spodnom a v strednom sarmate).

Vysoký obsah CO₂ v atmosfére spolupôsobil pri zvýšení priemernej ročnej teploty, pretože obmedzoval spätné vyžarovanie tepla — tzv. skleníkový efekt. Vulkanická činnosť sa takto stala významným činiteľom pri vytváraní optimálnych podmienok na kaolinické zvetrávanie vo vrchnom miocéne.

Pliocénna fáza kaolinizácie

Najmladšia fáza kaolinizácie sa v Západných Karpatoch obmedzila na oblasť východoslovenských neovulkanitov, kde sú vo vulkanickom komplexe Vihorlatu na viacerých miestach zachované rozložené andezitové aglomeráty a pyroxenické andezity tzv. hlavnej vulkanickej fázy. Tie sa podľa J. Slávika et al. (1968) zaraďujú do pontu a rumanu. S vedením hranice medzi vrchným

miocénom a pliocénom sú v súčasnom období späté veľké ťažkosti. Absolútny vek pyroxenických andezitov hlavnej fázy vo východoslovenských neovulkanitoch sa podľa posledných údajov odhaduje na 9 až 10,5 miliónov rokov (D. V a s s — osobná informácia) a podľa toho by mali patriť ešte do panónu. Bez ohľadu na problémy s datovaním útvarov vo vrchnom miocéne a v pliocéne pri celkovom hodnotení procesov zvetrávania je však nepochybné, že kaolinizácia pyroxenických andezitov masívu Vihorlat—Popričný je vo vzťahu k vrchnomiocénnej fáze na strednom Slovensku mladším procesom.

Celková mocnosť pliocénnej kôry zvetrávania na východnom Slovensku nepresahuje 5 m. Súvisí to s málo priaznivými klimatickými podmienkami, ako aj s relatívne veľmi krátkym časovým intervalom, počas ktorého sa formovala. Tak sa zákonite vytvorili vhodné podmienky pre vznik kaolinického minerálu s vysoko neusporiadanou štruktúrou, extrémne jemnodisperzným vývojom a prítomnosťou Fe v oktaedrickej vrstve, ktorý pokladáme za typického predstaviteľa minerálu fire clay. Z genetického hľadiska je cenné, že v tejto oblasti poznáme jednak výskyty primárnej kôry pliocénnej fázy kaolinizácie (Poruba pod Vihorlatom, Orechová, Petrovce), ktorým doteraz venovali pozornosť J. K v i t k o v i č — M. H a r m a n (1962) a R. O n d r á š i k (1970), jednak ich redeponované produkty v Podvihorlatskej depresii. Vyznačujú sa vždy veľmi nízkym stupňom chemickej zrelosti.

Napriek tomu, že sú produkty pliocénnej fázy kaolinizácie na východnom Slovensku pre extrémne vysoký obsah Fe_2O_3 a TiO_2 z technologického hľadiska málo perspektívne, zasluhujú si zvýšenú pozornosť. Dokazujú, že aj pri celkovom ochladení sa v tejto oblasti vytvorili podmienky na kaolinizáciu v období, keď sa v strednej Európe na základe doterajších poznatkov kaolinické zvetrávanie nepokladalo za pravdepodobné (M. K u ť v a r t — J. K o n t a 1968).

Pri vrchnomiocénnej fáze kaolinizácie, ktorá sa uplatňovala predovšetkým na juhovýchodnej periférii stredoslovenských neovulkanitov, sme zdôraznili spätosť s vrcholnou aktivitou vulkanickej činnosti (vrchný baden — stredný sarmat), počas ktorej sa uvoľňovalo značné množstvo CO_2 do atmosféry. Je pozoruhodné, že pliocénna fáza kaolinizácie sa doteraz zistila výlučne v oblasti východoslovenských neovulkanitov opäť v nadväznosti na vrcholnú aktivitu vulkanickej činnosti (pont — ruman). Preto sa domnievame, že popri priaznivom klimatickom vývoji zohrával pri kaolinickom zvetrávaní v Západných Karpatoch významnú úlohu práve tento faktor, a musíme ho pri vzniku a datovaní kaolinizačných procesov tiež brať do úvahy.

Záver

Vyčlenili sme tri genetické typy ložísk minerálov kaolinitovej skupiny. Reziduálne ložiská sme rozdelili na dva podtypy. Prvým sú produkty kaolinizácie metamorfítov a kyslých intruzív predstrednotriasového veku. Patrí sem ložisko Horná Priebraná a Zlámanec v Lučeneckej kotline. Druhým podtypom sú produkty kaolinizácie vulkanických komplexov. Patrí sem ložisko halloyzitu Michalovce—Biela hora, ložisko kaolínu a kaolinického ílu pri Pukanci a drobné výskyty, zatiaľ bez priemyselného významu, v oblasti stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov.

Otázka vzniku kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu nie je ešte v Zá-

padných Karpatoch dostatočne objasnená. Na základe súčasných poznatkov sa domnievame, že hlavne v neovulkanických oblastiach možno očakávať aj významnejšie prejavy kaolinizácie hydrotermálneho pôvodu.

Pri sedimentárnych ložiskách sa opäť vyčlenili dva litologicko-genetické podtypy. Kaolinický piesok reprezentuje produkty vrchných častí kôry zvetrávania. Vystupuje predovšetkým v strednej časti Lučeneckej a v juhozápadnej časti Košickej a Turčianskej kotliny. Kaolinický íl sa v Západných Karpatoch nachádza v plytkých prietochných jazerách a močiarioch prevažne pliocénneho veku. Najvýznamnejšie ložiská žiaruvzdorného a keramického ílu v Západných Karpatoch sa koncentrujú v súvrství poltárskej formácie. Kaolinický íl s premenlivou prímiesou montmorillonitu, zatiaľ bez ekonomického významu, sa nachádza aj vo vnútorných kotlinách na strednom Slovensku a vo východoslovenskej panve.

Na základe sedimentologických a klimatologických kritérií sme stanovili tri fázy kaolinizácie. Prvou je predneogénna fáza, ktorá sa uplatňuje hlavne v južnej a v juhozápadnej časti Západných Karpát. Situujeme ju do predoligocénneho a oligocénneho obdobia. Jej vplyv sa na známych ložiskách pravdepodobne podstatnejšie neprejavil, ale ani ho nemožno vylúčiť. Najväčší význam pri tvorbe kaolínovej kôry zvetrávania mala fáza, ktorá prebiehala vo vrchnom miocéne na rozhraní sarmatu a panónu. Najvhodnejšie podmienky sa vytvorili predovšetkým vo vrchnom sarmate, keď na strednom a južnom Slovensku bola priaznivá klíma a vysoká koncentrácia CO₂ v atmosfére. Najmladšou je pliocénna fáza kaolinizácie, ktorá je obmedzená výlučne na oblasť Východoslovenskej nížiny. Jej produkty nemajú ekonomický význam.

Doručené 14. 8. 1975

Odporučil V. Radzo

LITERATÚRA

- Abonyi, A. — Očenáš, D. — Lukaj, M.: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu Podrečany—Rimavská Baňa. Manuskript — archív Geofond, Bratislava, 93 s.
- Andrusov, D. 1949: Správa o výskume ložísk nerudných surovín na Slovensku v r. 1946 a rokoch predošlých. Práce Št. geol. úst., Zoš. 20 (Bratislava), s. 3—62.
- Andrusov, D. — Zorkovský, V. 1949: Správa o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. Práce Štát. geol. úst., Zoš. 20 (Bratislava), s. 63—76.
- Andrusov, D. — Borza, K. — Martíny, E. — Pospíšil, A. 1958: O pôvode a vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. Geol. zbor. Slov. akad. vied, s. 27—39.
- Borza, K. — Martíny, E. 1964: Kôry zvetrávania, ložiská bauxitu a „terra rossa“ v slovenských Karpatoch. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 15, 1, s. 9—26.
- Borza, K. — Martíny, E. — Činčura, J. 1969: Herkunft der Roterden der südwestlichen Slowakei. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 20, 2, s. 351—359.
- Böhmer, M. — Gerthofferová, H. — Kraus, I. 1969: To the problems of alterations of Central Slovakian neovolcanites. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 20, 1, s. 47—64.
- Čícel, B. — Vass, D. 1964: Mineralogicko-chemické a geologické zhodnotenie terigénnej formácie na báze terciéru Ipelskej kotliny. Geol. práce, Spr. 33 (Bratislava), s. 131—138.
- Dobra, E. — Kraus, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. Mineralia slov., 4, 16, s. 315—319.
- Drnzíková, L. — Hurný, J. 1972: Dickit na hydrotermálnych žilách v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Miner. slov., 4, 13, s. 309—314.

- Forgáč, J. 1965: Petrografia a geochémia premenených hornín v banskoštiavnickom a hodrušskom obvode. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
- Fusán, O. 1971: Podložie stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 56—66.
- Gašparík, J. 1970: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. Geol. práce, Spr. 50 (Bratislava), s. 171—178.
- Hano, V. 1966: Projekt geologicko-prieskumných prác Horná Prievrana a Ipeľská dolina II, VP. Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves.
- Horváth, I. 1969: Kaolín Horná Prievrana. Výskum jeho chemického a mineralogického zloženia a technologických vlastností. Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves, 124 s.
- Keller, W. D. 1958: Argillation and direct bauxitization in terms of concentrations of hydrogen and metal cations an surface of hydrolyzing aluminium silicates. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 42, p. 233—243.
- Koděra, M. 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum Štiavnicko-hodružského obvodu. Manuskript, Archív Kat. min. PFUK, Bratislava. 157 s.
- Konta, J. 1957: Jílové minerály Československa. Praha. ČSAV. 319 s.
- Kraus, I. 1968: Mineralogical-genetical study of clay sediments of the Poltár formation (southern Slovakia). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 19, 2, p. 389—403.
- Kraus, I. — Gerthofferová, H. — Križáni, I. — 1966: The occurrence of halloysite in deposits of the Poltár formation. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 17, 1, p. 117—130.
- Kraus, I. — Šamajová, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v Handlovsko-nováckej pánve. Zbor. geol. vied, rad ZK, 13, s. 89—108.
- Kraus, I. — Horváth, I. — Šamajová, E. — Gerthofferová, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 23, 2 (Bratislava), p. 281—295.
- Kraus, I. — Horváth, I. 1972: To the problem of „fire clay mineral“ Internat. Clay Conf., Kaolin Symposium Madrid, p. 3—15.
- Križáni, I. 1966: Geologické a mineralogicko-petrografické pomery ílov v Ipeľskej doline. Manuskript — archív Kat. nerastných surovín PFUK, Bratislava. 134 s.
- Kuthan, M. 1963: Tectonic deformation of the Central Slovakian neovolcanic region and relation between volcanism and tectonics. Geol. práce, Spr. 28 (Bratislava) p. 185—196.
- Kužvart, M. — Konta, J. 1968: Kaolin and laterite weathering crusts in Europe. Acta Univ. Car., Geol. 1, 2, Praha, p. 1—19.
- Kužvart, M. 1969: Faktory kaolinizácie. Čas. mineral. geol., 14, 1, s. 91—100.
- Kvitkovič, J. — Harman, M. 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzhľahu k reliéfu v podloží sopečného oblúku Vihorlat—Popričný. Geografic. čas. Bratislava, s. 213—228.
- Loughnan, F. C. 1969: Chemical weathering of the silicate minerals. American Elsevier Publ. Comp., Inc. New York. 154 p.
- Marková, M. 1970: Mineralógia a petrografia argilitizovaných pyroklastík z okolia Levíc. Zbor. geol. vied, rad ZK, 13 (Bratislava), s. 89—108.
- Millot, G. 1964: Géologie des argiles. Masson at Cie, Paris. 499 p.
- Mišík, M. — Čícel, B. — Marková, M. 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. Geol. práce, Zoš. 49 (Bratislava), s. 123—148.
- Mišík, M. — Čícel, B. — Marková, M. 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. Acta Univ. Carol., Geol. 1—2, Praha, s. 101—109.
- Nemějč, F. 1962: Paleofloristické výzkumy v hnedouholné oblasti modrokamenské. Geol. práce, Spr. 24 (Bratislava), s. 205—208.
- Novák, F. 1960: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária baňa a okolí za rok 1958—1959. Manuskript — archív UNS, Kutná Hora.
- Ondrášik, R. 1970: Inžiniersko-geologický výskum v kôre zvetrávania na Slovensku. Závěrečná správa za roky 1968—1970. Manuskript — archív GÚ PFUK, Bratislava, 91 s.
- Planderová, E. 1962: Poznámky k vývoju flóry a ku klimatickým zmenám v neogéne na Slovensku. Geol. práce, Zoš. 63 (Bratislava), s. 147—156.
- Polášek, S. 1961: K otázke genézy ílovitých hornín pukaneckej hnedouholnej panvičky. Geol. zbor. Slov. akad. vied 12, 2, s. 191—200.

- Radzo, V. 1969: Hydromuskovit z Banskej Štiavnice a jeho vzťah k hydrotermálnym premenám vulkanických hornín. *Mineralia slov.*, 1, č. 3—4, s. 251—269.
- Radzo, V. 1972: Stúdium hydrotermálnych premien hornín v oblasti rudných žíl Banská Hodruša. *Geol. práce, Spr.* 59 (Bratislava), s. 39—68.
- Seneš, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. *Geol. práce, Zoš.* 59 (Bratislava), s. 3—45.
- Sitár, V. 1970: Fosílna flóra sarmatských sedimentov v okolí Močiara na Strednom Slovensku. *Manuskript — archív Katedry geológie a paleontológie, Bratislava*, 165 s.
- Slávik, J. 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. *Geol. práce, Zoš.* 63 (Bratislava), s. 221—232.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of neogene volcanism in East Slovakia. *Geol. práce, Spr.* 44—45 (Bratislava), s. 215—239.
- Strachov, N. M. 1969: *Osnovy teorii litogeneza*, tom II. Moskva. Izd. AN SSSR. 373 s.
- Sindelář, J. 1974: Kaolinitový jílovec („flint clay“) z cenomanu u Vyšehořovic (Čechy). *Sixth Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha 1973*, s. 245—252.
- Urban, K. 1970: Predbežný prieskum keramických surovín. Horná Prievrana. *Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves*.
- Varjú, G. 1959: A. romhány — rög terülsten lévő (Bánk-Pétenyi) tűzállóanyag — előfordulás. *Az All. Földt. Int. — Évi Jelent.* 1955—1956, Budapest.
- Žúrek, V. 1958: Podrobný prieskum halloyzitu Biela Hora pri Michalovciach. *Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves*.

GENETIC CLASSIFICATION AND AGE OF THE DEPOSITS OF THE KAOLINITE-GROUP MINERALS IN THE WEST CARPATHIANS

IVAN KRAUS — VLADIMÍR HANO

On the basis of a detailed mineralogical-lithological study, geological position and technological properties of the products of kaolinization, the first proposal of a genetic classification of deposits of the kaolinite-group minerals in the West Carpathians (table 1) has been worked out. We speak intentionally about deposits of the kaolinite-group minerals, because in the West Carpathians the products of the kaolinization processes consist, in addition to kaolinite, also of halloysite and the fire-clay mineral as an essential or accessory component. The term fire-clay is applied to the mineral of the kaolinite group, which has a disordered structure, does not intercalate with the K-acetate and hydrasine, and is characterized by isomorphous substitution in octahedral or tetrahedral coordination.

Three genetic types of deposits of the kaolinite-group minerals have been differentiated, which at the same time display a series of specific technological properties. The residual deposits, which are the most significant and perspective, have been grouped into two sub-types. The first type includes the products of kaolinization of metamorphics and acid intrusives of pre-Middle Triassic age, which consist of kaolinite with admixture of the clay micas. The most prospective region of covered residual kaolin deposits in the West Carpathians is the contact of the crystalline and/or of the Envelope unit of the Veporides and the Palaeozoic of the Gemerides with the Pliocene fresh-water sediments of the Poltár and Košice formations. The deposits at Horná Prievrana

- I. Primary deposits
 - A. Residual deposits
 - 1. Products of kaolinization of acid metamorphic and intrusive rocks of pre-Middle Triassic age.
 - 2. Products of kaolinization of neovolcanic complexes.
 - B. Hydrothermal deposits
 - 1. Products of hydrothermal alteration of neovolcanic complexes.
- II. Secondary deposits:—— C. Sedimentary deposits
 - 1. Kaolinitic sands and clays of Pliocene age.

and Zlámanec in the Lučenecká kotlina basin belong to this first sub-type. The second sub-type comprises products of kaolinization of volcanic complexes. Of the clay minerals, especially halloysite and the fire-clay mineral are present, sometimes with admixture of allophane and cristobalite. The halloysite deposit at Michalovce—Biela Hora, the kaolin and kaolinitic clays near Pukanec as well as small so far economically insignificant occurrences in the region of the Central Slovakian and East Slovakian neovolcanic rocks are ranged to this sub-type. The deposits of minerals from the kaolinite group associated with andesite volcanism commonly have an increased content of the colouring oxides and therefore unfavourable technological properties.

The origin of the kaoline deposits of hydrothermal origin in the West Carpathians has so far not been satisfactorily solved. Economically significant concentrations of the clay minerals from the kaolinite group of demonstrably hydrothermal origin have as yet not been proved in the West Carpathians. Only in the recent years during prospecting in the southwestern periphery of the Kremnické pohorie Mts. (localities at Podháj and Jelšový potok—North) has the possibility of hydrothermal kaolinization been also discussed. On the basis of the present knowledge it is assumed that more significant occurrences of kaolinization of hydrothermal origin may be expected especially in the neovolcanic regions.

Likewise in the sedimentary deposits two lithological-genetic sub-types have been differentiated. Kaolinitic sands represent products of the upper parts of the weathered crusts which are redeposited commonly over a very short distance. They may indicate the presence of covered kaoline weathering crusts and the general character of supergene processes in the region concerned. They occur especially in the central part of the Lučenecká kotlina basin (fig. 1) and in the southwestern part of the Košická and Turčianska kotlina basin.

In the West Carpathians kaolinitic clays occur in shallow drainage lakes and swamps of dominantly Pliocene age. Their mineralogical composition and technological properties are in particular determined by the character of the parent rocks in the original source areas. The best clays, prevalently of the kaolinitic type, originate on weathering of acid intrusive and metamorphic

rocks of pre-Middle Triassic age. As a result of weathering of volcanogenic complexes, clays with an increased halloysite or montmorillonite content are commonly formed. Weathering of rocks of the Flysch provenience and of Mesozoic complexes yields clays of the polymineral type. The most significant deposits of refractory and ceramic raw materials in the West Carpathians occur in the Poltár formation. Kaolinitic clays with a varied admixture of montmorillonite, so far without economic significance, also occur in the interior basins in Central Slovakia and in the East Slovakian Basin.

On the basis of sedimentological and climatological criteria, three chronological phases of kaolinization have been determined:

(a) The pre-Neogene phase manifest mainly in the southern and southwestern part of the West Carpathians. It represents the fading out of lateritic weathering in the Upper Cretaceous and the Palaeogene. This phase is ranged to the pre-Oligocene and Oligocene period. Presumably, it did not significantly affect the known deposits (Horná Prievrana, Zlámanec), but neither can its share be completely ruled out.

b) The phase which took place in the Upper Miocene at the Sarmatian/Pannonian boundary played the most significant part in the formation of kaolinitic weathering crusts. The most advantageous conditions were especially in the Upper Sarmatian, when in Central and Southern Slovakia the climate and the high concentration of CO_2 in the atmosphere were most favourable. Chronologically, this phase can be relatively safely assigned also on the basis of sedimentological criteria. The lower boundary is indicated by kaolinitic weathering crusts which originated in the regions of Central Slovakian and East Slovakian neovolcanic rocks on andesites and rhyolites of Badenian to Middle Sarmatian age. The upper boundary of the Upper Miocene kaolinization phase is unambiguously represented by Pliocene kaolinitic clays and sands of the Poltár formation in the Lučenecká kotlina basin. They always overlie here residual kaolin deposits (fig. 1) and they provide an unquestionable proof of intensive supergene processes in the pre-Pliocene period.

c) The Pliocene phase of kaolinization is confined to the East Slovakian Basin. The products of decomposition are economically insignificant and they are characterized by a low chemical maturity and high Fe_2O_3 and TiO_2 contents. This is connected with the less favourable climatic conditions and a short time-interval during which the weathering crusts in this period originated. The fire-clay mineral, sporadically with admixture of halloysite participates in their composition. These products demonstrate that despite the general cooling up there existed in this region conditions for kaolinization in a period, when in Central Europe on the basis of the existing knowledge kaolinitic weathering has been considered improbable.

Preložila E. Česánková

RUDNÉ VÝSKYTY A MINERALOGICKO-PARAGENETICKÉ POMERY V OBLASTI KOŠICKÉ HÁMRE — KOŠICE — HÝŤOV

(9 obr. a 10 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA*

Находки руд и минералогическо-парагенетические условия в районе Кошицке
Гамре—Кошице (Спишко-гемерское рудогорье)

В рудном районе Кошице Гамре—Кошицка Бела—Кошице—Гилёв на основании минералогическо-парагенетического изучения было определено 10 типов минеральных ассоциаций. Некоторые минералы были изучены более детально. На основании полученных сведений была составлена схема суксесивных отношений минералов и была характеризована пространственная зональность для целого рудного района.

**Ore occurrences and mineralogicko-paragenetic conditions in the
Košícké Hámre — Košice area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)**

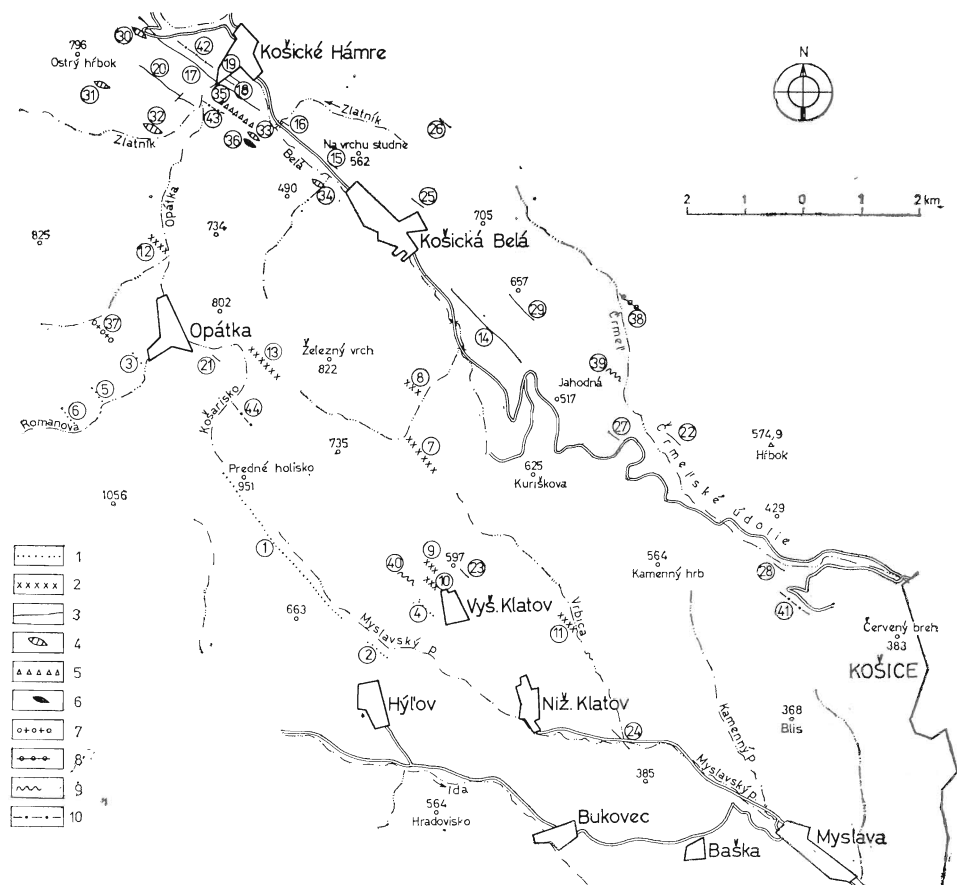
Ten types of mineral associations have been determined on the basis of mineralogico-paragenetic studies in the Košícké Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov ore district. Several minerals have been studied in detail. A schematic sketch of the successive relations of the minerals and characteristics of the spatial zoning within the whole ore district are presented.

V oblasti východného ukončenia Spišsko-gemerského rudohoria ohraničenej obcami Košícké Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov je známych okolo 50 rudných výskytov. Okrem ojedinelých lokalít sa z ložiskovo-mineralogickej stránky táto oblasť komplexne neskúmala. Orientačné zhodnotenie malého počtu výskytov je v starších i v novších prácach (K. Papp 1919, L. Odenthal 1950, O. Kodym 1951, J. Ilavský 1956, M. Maheľ 1952, 1954, M. Tápák — M. Lukáč 1960 atď.).

Geologicky budujú oblasť v podstate všetky elementy stavby gemeríd. Ako vyplýva z prác M. Maheľa (1952, 1954), A. Lámoša (1967, 1969) a L. Snopku et al. (1969), južnú časť budujú horniny gelnickej série. Reprezentujú ich sericitické a chloritické fylity, kremence a v menšej miere aj grafické fylity. Z vulkanogénnych hornín sú to kremité porfýry a ich tufy, neskôr metamorfované. Mladšia rakovecká séria tvorí južnú a severnú časť severo-

* RNDr. Rudolf Ďuďa, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Stará spišská cesta, p. p. A-21 040 51 Košice.

gemeridnej synklinály. Tvoria ju sedimentárne horniny, neskôr epimetamorfne zmenené v sericitické a chloritické fylity, ďalej šošovky kryštallických vápen-cov až kremítovápenité pieskovce. Vulkanogénne horniny sú reprezentované efúziami diabázov a ich tufov. Medzi Košickou Belou a Nižným Klátovom je



Obr. 1. Situačná mapa rudného rajónu Košické Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov so zakresleným priebehom hydrotermálnych žíl.

1 — sideritové žily, 2 — kremenno-($\pm$ ankeritovo)-sulfidické žily, 4 — metasomatické ankerity ($\pm$ kremenno-sulfidické žilky), 5 — (kremenno-ankeritovo)-barytové žily, 6 — dolomitovo-magnetitové šošovky s kremenno-sulfidickými žilkami, 7 — kremenno-antimonitové žily, 8 — polymetalické žily, 9 — kremenné žily, 10 — žilkovo-impregnačné zrudnenie Fe ($\pm$ Cu).

Fig. 1: Map of the Košické Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov ore district showing the course of hydrothermal veins.

Explanation: 1 — siderite veins, 2 — quartz-($\pm$ ankerite)-hematite veins, 3 — quartz-ankerite ($\pm$ siderite)-sulfide veins, 4 — metasomatic ankerite ($\pm$ quartz-sulfide veinlets), 5 — (quartz-ankerite) barytes veins, 6 — dolomite-magnetite lenses with quartz-sulfide veinlets, 7 — quartz-antimony veins, 8 — polymetallic veins, 9 — quartz veins, 10 — stockwork-impregnation Fe- ($\pm$ Cu) mineralization.

v dĺžke asi 12 km medzivrstvové teleso dioritov a amfibolitov (M. Maheľ 1954). Vrchný karbón je tvorený zlepenčovo-bridličnatým súvrstviem. Perm tvorí pestrofarebné súvrstvie zlepenčov, drôb, arkóz, pieskovcov až kremencov a pestrofarebných bridlíc, známe sú aj kremité porfýry a ich tufy. Werfén v podstate reprezentujú červenofialové bridlice, vápnité pieskovce a kremence. V okolí Košickej Belej sú malé telesá diabázov. Stredný a vrchný trias je rozšírený medzi Folkmárom a Košickou Belou. Tvorí ho vápence a dolomity. Z mladších súvrství je známy neogénny a kvartérny štrk, íl, piesčité íl atď.

V tejto oblasti, ktorú tektonicky dotvárali viaceré orogénne procesy, sú jednotlivé série usporiadané do pruhov smeru SZ — JV so sklonom priečnej bridličnatosti na J a JZ, len zriedka opačne, na SV. Pod vplyvom variského orogénu došlo k zvrásneniu a metamorfóze hornín. Alpínsky orogén sa prejavil vo viacerých fázach a mal podstatný vplyv na dotvorenie stavby a vznik zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí (P. Grecula 1971, C. Varček 1962). Najmladšie tektonické pohyby sa prejavili vznikom priečných zlomov smeru SJ — JZ a SZ — JV.

Charakteristika rudných výskytov

Rudné výskytý a žilné ťahy sú smeru SZ — JV a tiahnu sa od Košických Hámrov až po Košice. Vzájomne sa od seba odlišujú z geologickej i mineralogickej stránky. Podľa metalogenetického členenia Spišsko-gemerského rudohoria (C. Varček 1973) patrí celá oblasť do jedného rudného rajónu. Celkove na základe minerálnych asociácií možno v rajóne vyčleniť desať typov rudných žíl (tab. 1).

a) **Sideritové žily.** Ležia v horninách gelnickej série a najväčší rozsah majú na ťožisku Predná Holica (č. 1), nachádzajúcom sa asi 1,5 km severozápadne od obce Hýľov. Ťožisko tvorí žila dlhá 2500 m, sledujúca tektonickú poruchu smeru SZ — JV so sklonom 30—40° na JZ. Mocnosť dosahuje 1,5 m. Leží v grafitických a seriticko-chloritických fylitoch blízko styku s kremitými porfýrmi. Zrudnenie preskúmal rad štôlní a vrtov (M. Tápák — M. Lukáč 1960). Vertikálny rozsah žily je 600—700 m. Žilnú výplň tvorí hrubokryštalický siderit, v menšej miere ankerit, kremeň, kalcit a sericit. Zo sulfidov, ktorých podiel je len akcesorický, bol zistený pyrit, chalkopyrit, tetradrit. M. Tápák — M. Lukáč (1960) uvádzajú v hlbších horizontoch aj antimonit a magnetit.

V smernom pokračovaní tohto ťožiska sú známe drobné krátke žily malej mocnosti v okolí Hýľova (č. 2) a Opátka (č. 3). Trocha externejšie od tohto vzťahu sú drobné žily južne od obce Opátka (č. 5 a 6) a Vyšného Klátova (č. 4). Všetky ležia v gelnickej sérii a sledujú tektonické línie smeru SZ — JV. Sklon žíl je juhozápadný, mocnosť do 0,5 m a výplň ako na ťožisku Predná Holica. Podiel sulfidov je sporadický, vo väčšej miere sa tu uplatňuje kremeň a ankerit.

b) **Kremeno- (± ankeritovo) - hematitové žily.** Sú rozšírené severnejšie od predchádzajúceho ťahu a ležia v horninách rakoveckej série. Najvýznamnejšie je ťožisko Kovalová (č. 7), ležiace asi 3 km južne od obce Košická Belá. Tvorí ho kremeno-ankeritovo-hematitová žila v dioritovo-amfibolitovom telese rakoveckej série. Smer žily je SZ — JV, sklon na JZ. Smerná dĺžka je okolo 500 m, mocnosť dosahuje až 2 m. Hlavným minerálom je

Podobného charakteru je aj mineralizácia na lokalite Pálenisko (č. 8) a rad ďalších výskytov (č. 9, 10 a 11) v juhovýchodnom pokračovaní dioritovo-amfibolitového telesa.

V okolí obce Opátka sú známe dva rudné výskyty kremenno-hematitovej mineralizácie (č. 12 a 13), ktoré ležia v bazických horninách rakoveckej série. Sulfidické minerály sa v nich nezistili. Trocha odlišný charakter má hematit na lokalite Plichtov diel (č. 13), kde v kremennej žilovine tvorí hrubotabuľkovité agregáty veľké až 3 cm.

c) Kremenno-ankeritovo ($\pm$ siderit)-sulfidické žily. Ležia v rakoveckej sérii, ale najmä v mladopaleozoických horninách severogemeridnej synklinály. Je to najvýznamnejšia mineralizácia celého rudného rajónu a mala aj najväčší ekonomický význam. Prevažná časť žíl sa koncentruje v okolí Košických Hámrov a Košickej Belej.

V minulosti bola najvýznamnejším ložiskom Vodná baňa (č. 14), ležiaca východne od obce Košická Belá. Ťažili sa tu Cu-rudy (najväčší rozmach začiatkom 19. stor.). V. Z o u b e k (1936) spomína tu tri žily, z ktorých dve (Christi Himelfahrt a Mária Heimsuchung) sú smeru SZ—JV a so sklonom 45—60° na JZ, kým tretia (Mária Hilf) je priečna a má smer VVS—ZZJ a sklon 35° na J. Dĺžka žíl je asi 1500 m, mocnosť od 0,5—1 m, vo vrcholných častiach údajne až 5 m. Žily ležia v permsko-werfenskom súvrství. V žilnej výplni sa uplatňuje hlavne kremeň, menej ankerit, chlorit, sericit a kalcit. Z rudných minerálov má najväčší význam tetraedrit a chalkopyrit. Pomerne rozsiahla je pyritizácia, zriedkavejší je aj hematit.

V severozápadnom pokračovaní týchto žíl sú drobné výskyty (č. 15 a 16) podobnej mineralizácie ako na ložisku Vodná baňa.

V južnom okolí Košických Hámrov je rad žíl kremenno-ankeritovo-sulfidickej mineralizácie, ktoré ležia vo werfenskom súvrství. Najvýznamnejšia je Mlynská žila (č. 17) smeru SZ—JV a so sklonom 70—80° na JZ. Má priemernú mocnosť 0,6 m. Charakter žily je šošovkovitý s masívnou až páskovitou textúrou. Žila leží v bezprostrednej blízkosti dislokačnej línie prešmykového rázu (J. I l a v s k ý 1957) a má súhlasný sklon a smer s dislokáciou. Sklon priečnej bridličnosti werfenských bridlíc je opačný, 60—80° na SV, ale v okolí žily je konkordantný so žilou, teda na JZ. V podloží a nadloží ju sprevádza rad menších žiliiek s kremenno-ankeritovou a kremenno-spekularitovou mineralizáciou. Hlavným žilným minerálom je kremeň a ankerit. Okolité horniny sú značne silicifikované. J. I l a v s k ý (1957) opisuje aj albit. Hlavným rudným minerálom je tetraedrit,, menej je chalkopyritu a pyritu. Sekundárneho pôvodu je povlak zemitej rumelky, limonit, malachit a azurit.

V severozápadnej časti prechádza Mlynská žila do permských zlepcov a bridlíc v sprievode drobných barytových žiliiek. Vo východnom svahu potoka Opátka sú známe ďalšie dve krátke žily (č. 18 a 19) s podobnou mineralizáciou, ale ležia už v grafických bridliciach karbónu.

Z doterajších poznatkov o geologicko-mineralogických vlastnostiach ložiska Vodná baňa a Mlynská žila vyplýva, že sa viažu na rovnakú tektonickú líniu a sú vlastne jedným žilným ťahom.

Cu-mineralizácia je známa aj z niekoľkých lokalít v rakoveckej sérii, prevažne v južnom okolí Košických Hámrov. Z nich najvýznamnejšie je ložisko Predné nové (č. 20) južne od obce Košické Hámre. Žila dosahuje dĺžku 1200 m a tvorí ju kremenno-ankeritovo-sulfidická asociácia v sprievode menších para-

lelných žiliek kremennej a kremenno-ankeritovej asociácie. Ležia v chloriticko-sericitických fylitoch a diabázoch. Smer žíl je SZ — JV, sklon 50—60° na JZ. Mocnosť hlavnej žily je 0,5—1 m, paralelných žiliek 0,1—0,3 m. Žily majú masívnu až páskovitú textúru. Oxidačné pásma siaha do hĺbky 2—3 m (J. I l a v s k ý 1957). Všetky žily asi v $\frac{3}{4}$ smernej dĺžky pretína priečna porucha smeru SV — JZ so sklonom 50° na JV. Výplň poruchy je mylonitická, prípadne s tektonickým ílom. Odsúva pokračovanie žíl na juhu asi o 50 m a má v tomto úseku kremeňovo-ankeritovo-sulfidickú výplň brekciovitej povahy. Po tejto poruche zrejme došlo k tektonickému rozvlečeniu žíl. Hlavným žilným materiálom je kremeň a ankerit. Z rudných minerálov má hlavné zastúpenie tetraedrit, menšie chalkopyrit. Oba minerály vyplňajú centrálnu časť žily, kým okraje sú kremenno-ankeritické. Turmalín tvorí v kremeň hniezda, v malej miere je zastúpený aj baryt. Zo sekundárnych minerálov bola zistená zemitá rumelka, limonit, malachit, azurit, bornit a kovelín.

Podobná mineralizácia je aj v okolí Opátky (č. 21) a v Čermel'skom údolí (č. 22). Trocha odlišná je mineralizácia v lome pri obci Vyšný Klátov (č. 23), kde sú v dioritovo-amfibolitovom telese drobné a značne nepravidelné kremenno-chalkopyritové žilky v mocnosti 2—3 cm v sprievode nevýraznej impregnácie okolitej horniny. Žilky často asociujú s hrubokryštalickým kalcitom. Na lokalite Nižný Klátov — Mlynky (č. 24) v lome vychádza kremenno-ankeritová žila mocná 0,5 so sklonom 30—40° na JZ. Smer žily je SZ — JV. Žila leží v sericiticko-chloritických fylitoch rakoveckej série blízko styku s dioritovo-amfibolitovým telesom. Ojedinele sú v nej hniezda sulfidov (pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a galenit) a turmalín.

Pravdepodobne k tomuto typu mineralizácie patria aj drobné kremenno-ankeritové žily s prímесou sulfidov ležiace v horninách karbónu. Sprevádza ich pomerne silná pyritizácia. Takéhoto charakteru sú lokality č. 25, 26, 27, 28. Osobitné postavenie má lokalita Bučina (č. 29), ktorá leží juhovýchodne od Košickej Belej. Podľa starých banských prác má zrudnenie smer SZ — JV a leží v karbóne v rakoveckej sérii. Smerná dĺžka je okolo 1500 m, sklon a mocnosť nie sú známe. Hlavnou žilnou výplňou je siderit a ankerit, menej kremeň s nepatrnou prímесou pyritu a chalkopyritu.

d) **Metasomatické ankerity** ($\pm$ kremenno-sulfidické žilky) a známe sú v južnom okolí Košických Hámrov a ležia hlavne v rakoveckej sérii, menej v karbóne. Na lokalite Teplý jarok (č. 30) tvoria drobné šošovky v karbónskych drobách a vápencoch a majú metasomaticko-impregnačný charakter. Smer zrudnenia je SZ — JV, sklon 30—40° na JZ, mocnosť v priemere 2 m. Ankeritizované vápencové šošovky sú popretkávané kremeňovo-sulfidickými žilkami s ojedinelým ankeritom II. Zistili sa aj šupinky chloritu a fuchsite.

Asi 1 km južnejšie je v rakoveckej sérii hydrotermálne metasomaticko-žilníkové Cu-zrudnenie Primášov grund (č. 31) a Zlatník (č. 32). Tvorí ho viacero šošoviek mocných 5—20 m, s maximálnou dĺžkou 300 m. Všetky sú popretkávané kremenno-sulfidickými žilkami mocnými 1—3 cm. Z nerudných minerálov bol zistený aj chlorit, sericit, fuchsit, dolomit, zo sulfidov chalkopyrit, tetraedrit a pyrit. V oxidačnej zóne sa zistilo len niekoľko minerálov. Zrudnenie je v sericiticko-karbonatických fylitoch až v diabázových tufitoch. Smer zrudnenia je SZ — JV, sklon 30—60° na JZ. Podobného charakteru sú aj metasomatické ankerity na lokalite č. 33 a 34, ležiace taktiež v rakoveckej sérii.

e) **Kremeňovo-ankeritovo-barytové žily.** Ležia v perme

v juhovýchodnom okolí Košických Hámrov a sú známe na lokalite Roveň (č. 35). Smer žíl je SZ — JV, sklon 60—70° na JZ, mocnosť kolíše od 0,1 po 0,8 m. Žilky ležia na styku permských zlepenčov a permských (werfenských ?) bridlíc. Textúra žíl je páskovaná. Zo šiestich známych žíl len tri majú barytovú výplň, kým ďalšie tri, ležiace južnejšie v sivých zlepencoch až bridliciach (karbón ?), sú bez barytu a majú kremenno-ankeritovú výplň, v nepatrnom množstve aj arzenopyrit a glaukodot. V juhovýchodnom pokračovaní týchto žíl dochádza k zmene sklonu žíl (30° na SV) a značne klesá ich mocnosť (0,1—0,2 m).

f) Dolomitovo-magnezitové šošovky s kremenno-sulfidickými žilkami. Známe sú v juhovýchodnom okolí Košických Hámrov na lokalite Slatviny (č. 36). Ležia v horninách rakoveckej série a majú smer SZ — JV. Dosahujú dĺžku 100 m a mocnosť 20 m. Šošovka je popretkávaná drobnými žilkami kremenno-sulfidickej mineralizácie veľmi nepravidelného priebehu a mocnosti (2—10 cm). V šošovke sú bežné aj drobné kalcitové žilky. Nadložie a okolie telesa budujú fylity až diabázy. Podstatným rudným minerálom je tetraedrit, podradne je zastúpený aj chalkopyrit. V žilnej výplni bol zistený aj ankerit, sericit a turmalín. Veľmi časté sú sekundárne Cu-minerály.

g) Kremenno-antimonitová žila. Je známa na lokalite Zlámaný jarok (č. 37), asi 2 km západne od Opátky. Leží v porfýroidoch gelnickej série. Horniny sú značne zbridlčené v smere SZ — JV a majú sklon 30—50° na JZ. Smer žily je totožný, sklon strmý na SV a JZ. Mocnosť je okolo 0,5 m. V podloží a nadloží ju sprevádza viacero drobných kremenno-pyritových a kremenno-turmalínových žiliek. Celá táto zrudnená zóna má mocnosť do 1,5 m. Hlavná žila sleduje v nadloží tektonickú poruchu s mylonitovou a kremenno-turmalínovou výplňou. Hlavným rudným minerálom je antimonit v sprievode Sb-sulfosolí (jamesonit, zinkenit, plagionit, príp. boulangerit ?), pyritu, arzenopyritu, bertieritu a sideritu.

h) Polymetalické žilky. Známe sú v severnej časti Čermeľského údolia na lokalite Diana (č. 38), ležia v dolomitoch (jura ?) a snáď aj v grafitických bridliciach (karbón ?) zistených podľa haldového materiálu. Mineralizácia je impregnačného charakteru v kremenno-ankeritovej žilovine. Zo sulfidov sa tu zistil pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, galenit a antimonit. V menšej miere boli zistené aj bližšie neurčené Sb-sulfosolí a sekundárne minerály Cu a Pb.

i) Kremenné žily. Ležia v rakoveckej sérii a majú malý význam (č. 39—40). Ich mocnosť je do 2 m, smer zhodný s celkovým priebehom žíl rudného rájónu. Sporadické sú v nich zrnká ankeritu a sideritu.

j) Žilnikovo-impregnačné zrudnenie. Sporadicky sa vyskytuje v horninách gelnickej série a v permsko-karbónskych súvrstviach. Drobný výskyt Bankov (č. 41) leží v karbónskych zlepencoch a pieskovcoch a má nejasné postavenie. Zrudnenie na lokalite Jedlinky (č. 42) je v tufoch kremitých porfýrov (perm) na styku s karbónskymi a permskými zlepencami. Hydrotermálne žilnikovo impregnačné zrudnenie sleduje bridličnatosť porfýrov a má sklon 60—65° na JZ. Mocnosť žiliek je do 10 cm, rýchlo vyклиňujú a o niekoľko metrov sa znova objavujú. Okolie žiliek v zóne širokej 2—3 cm je silne silicifikované a impregnované pyritom. Zrudnené pásmo je rozsegmentované priečnymi poruchami smeru SSZ — JJV so sklonom 50—60° na JJZ. Výplň porúch je mylonitická. Hlavným rudným minerálom je pyrit, ojedinele aj sfalerit.

Mikroskopicky bol identifikovaný galenit a drobné zrníčka primárnej rumelky.

Odlíšny charakter má zrudnenie lokality Azurdolka (č. 43), ležiace v zlepencoch a drobách permu, snáď aj karbónu. Smer žiliek je SZ — JV, sklon 50° na JZ, mocnosť 2—30 cm. Okolie žiliek je silne silifikované, slabo ankeritizované a impregnované Cu-sulfidmi (tetraedrit, chalkopyrit). Žilnú výplň tvorí kremeň, menej ankerit. Hojné sú sekundárne Cu-minerály a zemitá rumelka.

Zrudnenie na lokalite Košariská (č. 44) tvoria kremenno-pyritové žilky a impregnácie v grafitických fylitoch gelnickej série. Rozsah zrudnenia nie je známy.

Opis minerálov

V celom rudnom rajóne bolo zistených 26 primárnych minerálov a 11 minerálov sekundárneho pôvodu.

Siderit. Je najdôležitejšou zložkou sideritových žíl a má najväčšie uplatnenie na ložisku Predná Holica (č. 1), kde je stredno- až hrubokryštalického vývoja a vytvára takmer monominerálnu žilnú výplň. Ojedinele sú v ňom zhluky kremeňa a sulfidov. Na ďalších lokalitách sa jeho dominantné postavenie stráca a v žilnej výplni nadobúda značný význam aj kremeň a ankerit. Zistená bola len jedna generácia sideritu. Termogravimetrická analýza (obr. 5) sideritu Predná Holica (č. 1) má typický priebeh DTA-krivky sideritov.

Ankerit — Fe dolomit. Je najrozšírenejším karbonátom v celom rudnom rajóne. V podstate bol zistený na všetkých lokalitách, maximálne uplatnenie má v žilách rakoveckej série a v mladšom paleozoiku. Je jemne až stredne kryštalický a na ložisku Kovalová (č. 7) je hrubokryštalického vývoja. Zistené boli dve generácie ankeritu. Mladší ankerit II má najväčšie rozšírenie a len na lokalite Teplý jarok (č. 30) a Zlatník (č. 32) boli zistené reliktné zhluky staršieho ankeritu I v mladšom ankerite. Táto staršia generácia by mohla vekove zodpovedať sideritu. Je možné, že podiel ankeritu I je väčší, ale na základe doterajšieho štúdia ho nemožno jednoznačne priradiť k tej alebo onej generácii. Semikvantitatívnou spektrálnou analýzou sa zistilo, že na lokalite Zlatník (č. 32)

Tab. 2. Semikvantitatívne spektrálne analýzy ankeritu — Fe dolomitu.

1 — 10—100 ‰, 2 — 1—10 ‰, 3 — 0,1—1 ‰, 4 — 0,01—0,1 ‰, 5 — 0,001—0,01 ‰, 6 — pod 0,001 ‰.

Table 2: Semiquantitative spectrographic analyses of ankerite — Fe-dolomite.

1 — 10 to 100 ‰, 2 — 1 to 10 ‰, 3 — 0.1 to 1 ‰, 4 — 0.01 to 0.1 ‰, 5 — 0.001 to 0.01 ‰, 6 — below 0.001 ‰.

R.č.	Lokalita	Ag	As	B	Ca	Cr	Fe	Hg	K	Mg	Na	Pb	Sc	Sr	Ti	V	Zn
		Al	Ba	Bi	Co	Cu	Ga	In	Li	Mn	Ni	Sb	Si	Sn	Yb		
1	VODNÁ BAŇA Č. 4	•	—		■	○	■			•	•	•	•	•	—		
2	PREDNÁ HOLICA Č. 1	•	•		■	—	■		—	•	•	•	•	○	—		
3	JEDLINKA Č. 42	•	•		■	•	■		•	•	•	•	•	•	—	—	○
4	ZLATNÍK Č. 32	—	—	•	■	•	■		—	•	•	•	•	○	—	—	○
5	KOVALOVÁ Č. 7	—	—	•	■	—	■		—	•	•	•	•	○	—	—	○
6	NIŽ. KLATOV Č. 24	—	—	•	■	•	■	•	•	•	•	•	•	—	—	—	○
7	VODNÁ BAŇA Č. 14	○	•	—	■	•	■	○	○	•	•	•	•	○	•	—	—

1

2

3

4

5

6

ide o slabý Fe-dolomit, kým na lokalite Predné nové (č. 20) o silné Fe-ankerity. Podobne na lokalite Predná Holica (č. 1) bola zistená prítomnosť ankeritov, kým ankerity z ložiska Vodná baňa (č. 14) mali zrejme slabú prímes nejakého Bi-minerálu (tab. 2). Termogravimetrické analýzy karbonátov lokality Kovalová (č. 7) a Vodná baňa (č. 14) majú priebeh charakteristický pre Fe-dolomity (obr. 6 a 7).

Dolomit. J. Ilavský (1957) ho identifikoval na lokalite Zlatník (č. 32). Podľa neho tvorí „utopené“ jadrá v ankerite, zrejme ako pôvodný predmetasomatický minerál. Ojedinele sa našiel aj na lokalite Slatviny (č. 36). Patrí medzi najstaršie minerály.

Magnezit na lokalite Slatviny (č. 36) tvorí malú šošovku vo forme jemnokryštálických agregátov popretkávaných kalcitovými žilkami. DTA-analýza zistila jeho vysokú čistotu a nepatrnú prímes CaCO_3 (obr. 8).

Kalcit. Väčšie zastúpenie má na lokalite Kovalová (č. 7), Vyšný Klátov (č. 23) a Slatviny (č. 36). Je hrubokryštálický, tvorí hniezda a žilky v magnezite a v ankerite II. Patrí medzi najmladšie minerály. Na lokalite Predná Holica (č. 1) sa spektrálnou analýzou zistil zvýšený obsah Ag, Pb a In. Zrejme to zodpovedá drobným inklúziám Pb—Zn minerálov. DTA-analýza kalcitov (obr. 9) z lokality Kovalová (č. 7) má výraznú endotermickú reakciu pri 900 °C.

Kremeň. Tvorí hlavnú zložku výplne väčšiny žíl. Na lokalite 39 a 40 tvorí monominerálne žily mocné až 2 m. Väčšinou je vo forme hniezd, len zriedka vo forme drobných čírych kryštálikov. Bolo zistených niekoľko generácií kremeňa. Najstarší (kremeň I) tvorí reliktné zhluky v kremeň II a ankerite. Pri páskovitých textúrach vyplňa okraje žíl, kým kremeň II tvorí drobné žilky v ankerite alebo silne zatláča kremeň I. Mladší kremeň sprevádza prevažne sulfidické žily, kým starší asociuje so sideritom a ankeritom. Možná je prítomnosť ďalších generácií kremeňa v niektorých mladších žilách, prevažne stojacich na začiatku niektorých prínosových období, ale vzájomné postavenie jednotlivých generácií ťažko stanoviť.

Fuchsit. Bol zistený na lokalite Zlatník (č. 36) a Teplý jarok (č. 30) v metasomatických ankeritoch ležiacich v diabázových horninách rakoveckej série. Geneticky je spätý s pôsobením hydroteriem na okolité horniny, ktoré podmienili vznik Cr-sľudy. Často je na styku ankeritových telies s okolitou horninou alebo v silne prekremených horninách v okolí zrudnenia. Je jemnošupinkovitý, submikroskopických veľkostí.

Chlorit. Je bežným minerálom rudných žíl. Tvorí rozptýlené agregáty v kremeň II a ankerite, často v asociácii so spekulitom. Zvlášť hojný je na lokalite Kovalová (č. 7).

Sericit. V malých koncentráciách je bežne rozšírený. Častejší je v sideritových žilách v gelnickej sérii, kde tvorí jemné výplne puklín v siderite. Má podobnú genézu ako fuchsit.

Turmalín. Je dosť nepravidelne rozšírený na lokalite Nižný Klátov (č. 24) a najmä na lokalite Zlámaný jarok (č. 37). Asociuje s kremeňom a tvorí v ňom drobné ihličky, hniezda, príp. žilky. Na lokalite Nižný Klátov (č. 24) vytvára hniezda v ankerite. Nikde nebol zistený v asociácii s minerálmi kremeňovo-sulfidickej periódy.

Baryt. Tvorí na lokalite Roveň (č. 35) takmer monominerálne žily v permských zlepenoch. Na iných lokalitách má len vedľajšie zastúpenie. Je hrubokryštálického vývoja, často ho pozdĺž štiepateľnosti zatláča ankerit II a oxidy Fe.

Patrí k najstarším minerálom. V akcesorickom množstve bol zistený aj na lokalite Kovalová (č. 7) a Mlynská žila (č. 17). Vytvára tu drobné reliktné hniezda v kremenno-ankeritickej žilnej výplni.

Albit. J. I l a v s k ý (1957) ho zistil na lokalite Zlatník (č. 32), kde tvorí ružovo-biele nepriehľadné hniezda v kmeni.

Pyrit. Je bežným sulfidom na hydrotermálnych žilách v celom rudnom rajóne. Časté sú aj pyritizované impregnačné okolorudné zóny. Pyrit vytvára jemnozrnné hniezda a idiomorfne kryštálky veľkosti do 1 cm. Asociuje so sulfidmi v žilách alebo vytvára monominerálne impregnácie, prevažne v grafitických bridliciach. Je nevyhnutný vo viacerých generáciách. Najstarší je vo forme impregnácií grafitických bridlíc. So začiatočným hydrotermálnym štádiom je spätý pyrit II, ktorý tvorí reliktné zrná v kmeni a okolitých horninách na lokalite Zlatník, Teplý jarok a Primášov grund. Mladší pyrit III vytvára hniezda v siderite, ankerite a často v ňom badať relikty pyritu II. Je možné, že na kremenno-antimonitovej žile lokality Zlamaný jarok (č. 37) je ešte mladší pyrit IV, a to v asociácii s arzenopyritom a antimonitom. Podľa doterajších poznatkov je otázka prítomnosti viacerých generácií pyritu otvorená. Pyrit idiomorfného vývoja na lokalite Jedlinka (č. 42) má primeranú mikrotvrdosť 1465,0 kg/mm² pri 100 g závaží.

Arzenopyrit. Je zriedkavý. Bol zistený len na lokalite Zlamaný jarok (č. 37) a Roveň (č. 35). Asociuje s Sb-minerálmi s pyritom. Vytvára idiomorfne a hypidiomorfne zrná, prevažne mikroskopických veľkostí. Mikrotvrdosť arzenopyritu z lokality Zlamaný jarok je 954 kp/mm² pri závaží 150 g.

Tetraedrit — tennantit. Je najrozšírenejším Cu-minerálom v celom rudnom rajóne. Podstatné uplatnenie má na kremenno-ankeritovo-sulfidických žilách. Vytvára hniezda a žilky v kmeni a ankerite, často v úzkom prerastaní sa s chalkopyritom. Tetraedrity sa bližšie sledovali semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami. Tie poukázali na značnú variabilnosť zloženia teraedritov v rozmedzí tetraedritovo-tennantitového izomorfného radu. Na lokalite Vodná baňa (č. 14) a Slatviny (č. 36) bol zistený obsah Hg nad 1 ‰, kým na lokalite Predné nové (č. 20) je obsah Bi nad 1 ‰. Všetky tetraedrity v rudnom rajóne majú obsah Ag pod 1 ‰. Na lokalite Vodná baňa bolo zistené v jednej vzorke

Tab. 3. *Semikvantitatívne spektrálne analýzy tetraedritov.*
Vysvetlivky ako pri tab. 2.

Table 3: *Semiquantitative spectrographic analyses of tetrahedrites.*
Explan: the same as in table 2.

P.č.	Lokalita	Ag	Al	Ac	B	Bi	Cd	Cu	Ga	In	K	Li	Mn	Na	Pb	Si	Sr	V	Zr
		Al	Au	Ba	Ca	Co	Fe	Hg	K	Mg	Mo	Ni	Sb	Sn	Ti	Zn			
1	SLATVINY Č. 36	●	○	■	●	●	○	—	●	○	—	●	○	—	●	●	—	—	■
2	SLATVINY Č. 36	○	○	—	●	●	○	—	○	○	—	○	○	—	●	●	—	—	■
3	KOŠ. HÁMRE Č. 17	●	○	—	●	●	○	—	○	○	—	●	○	—	●	●	—	—	■
4	PREDNÉ NOVÉ Č. 20	●	—	■	—	●	○	—	●	○	—	●	○	—	●	●	—	—	■
5	PREDNÉ NOVÉ Č. 20	○	○	—	—	—	○	○	○	—	—	—	○	—	○	—	—	—	■
6	VODNÁ BAŇA Č. 14	○	—	■	—	○	○	○	●	○	—	○	—	—	●	●	○	—	■
7	VODNÁ BAŇA Č. 14	○	○	—	●	—	●	■	■	●	—	—	●	○	—	●	●	—	■
8	VODNÁ BAŇA Č. 14	○	●	■	—	○	○	—	○	—	—	—	—	—	○	■	○	—	■



1



2



3



4



5



6

Tab. 4. *Chemické analýzy tetraedritov.*Table 4: *Chemical analyses of tetrahedrites.*

Komponenty	Lok. Slatviny (č. 36)	Lok. Slatviny (č. 36)	Lok. Vod. baňa (č. 14)	Lok. Koš. Hámre (č. 17)
Cu	39,58	37,19	37,16	39,76
Ag	0,09	nest.	nest.	stp.
Fe	0,94	0,84	2,77	3,83
Zn	3,27	0,42	0,26	2,11
Hg	4,27	2,09	0,28	2,13
Sb	18,57	14,13	12,84	18,53
As	6,25	18,83	18,37	6,52
Bi	0,03	nest.	nest.	0,10
Cd	nest.	0,09	0,04	nest.
Pb	nest.	0,06	stp.	0,23
Ni	nest.	stp.	stp.	0,01
Co	nest.	stp.	0	nest.
Sn	nest.	stp.	0	nest.
S	25,79	26,54	27,45	22,45
ner. zvyš.	0,63	0,16	0,06	nest.
celkom	99,38	100,35	99,23	96,98

Chemické analýzy vyhotovil Ing. J. Lešťák (1970), pracovník chemického laboratória GÚDS, Bratislava.

Tab. 5. *Priemerné hodnoty mikrotvrlosti tetraedritov.*Table 5: *Average microhardness values of tetrahedrites.*

Lokalita	Hodnoty mikrotvrlosti v kp/mm ²
Slatviny (č. 36)	349,7 a 357,9
Koš. Hámre (č. 17)	345,6
Predné nové (č. 20)	367,0
Vodná baňa (č. 14)	349,7 a 392,0

Merania vykonané na prístroji sovietskej výroby PTM-3 za konštantných podmienok 50 g závaží.

Au s obsahom pod 0,01 ‰, čo by mohlo zodpovedať drobným inklúziám rýdzeho Au v tetraedrite (tab. 3). Na spresnenie uvedených poznatkov boli vykonané 4 chemické analýzy (tab. 4).

V tomto rudnom rajóne ide v podstate o zmiešané typy tetraedrit-tennantitov, až o čisté tennantity so zvýšeným obsahom Hg (do 4,5 ‰). Tento poznatok potvrdilo aj meranie mikrotvrlosti tetraedritov. V zmysle F. Regásk a (1967) mikrotvrdosť nad 350 kp/mm² zodpovedá čistým tennantitom (tab. 5). Z porovnania s tetraedritmi zo Sloviniek a Rudniansk vidieť, že sú tu aj zmiešané typy tetraedritov. Oproti tetraedritom zo Sloviniek však majú o niečo vyšší

obsah Hg.

Chalkopyrit. Je zriedkavejší v úzkej asociácii s tetraedritom a pyritom na kremenno-ankeritovo-sulfidických žilách. Sporadicky je prítomný aj v iných typoch žíl. Na lokalite Nižný Klátov (č. 24) sa semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami zistil zvýšený obsah In (do 1 %) v chalkopyrite. Podľa rovnakých koncentrácií In v galenite možno predpokladať neurčené submikroskopické inklúzie minerálu In (ročekzit), viazané azda na sfalerit (tab. 6).

Tab. 6. *Semikvantitatívne spektrálne analýzy chalkopyritov.*

Vysvetlivky ako pri tab. 2.

Table 6: *Semiquantitative spectrographic analyses of chalcopyrites.*

Explanation: the same as in table 2.

P.č.	L o k a l i t a	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Hg	In	Mg	Na	Sb	Sn	Zn
		Al	Ba	Ca	Co	Ga	Fe	K	Mn	Pb	Si	Ti	
1	PREDNÉ NOVÉ Č. 1	○	●	—	○	—	●	■	—	●	●	■	●
2	VODNÁ BAŇA Č. 14	—	●	—	●	—	●	■	—	●	●	■	—
3	VÝŠNÝ KLÁTOV Č. 23	○	○	—	●	—	○	■	—	●	—	■	○
4	HÝŤOV Č. 2	—	—	—	●	—	○	■	—	●	—	■	○
5	NIŽNÝ KLÁTOV Č. 24	●	○	—	●	—	○	■	—	●	○	■	●
6	VODNÁ BAŇA Č. 14	—	—	●	—	—	—	■	●	—	—	■	—

1

2

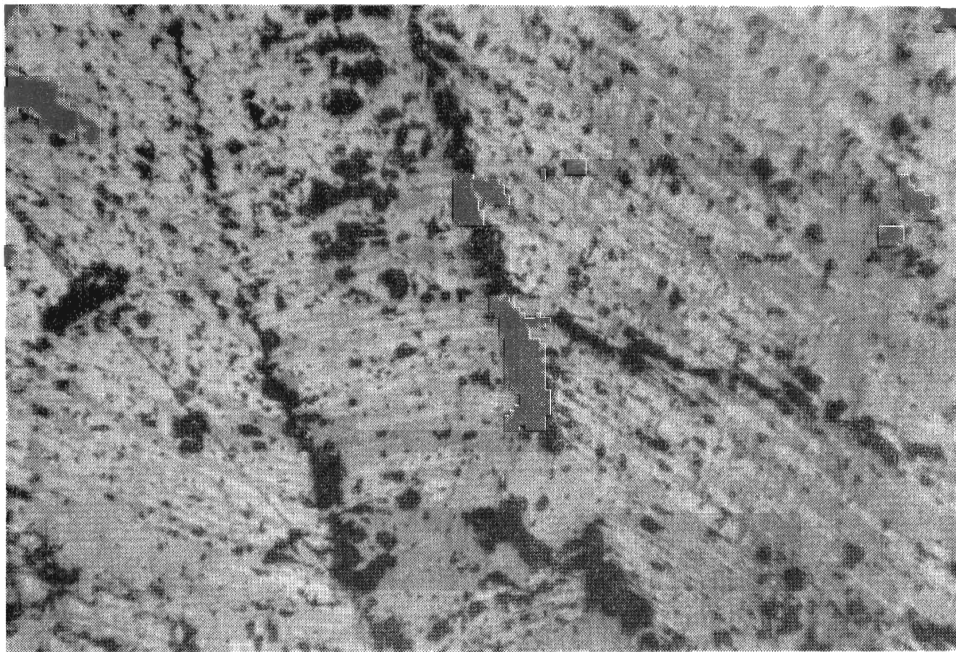
3

4

5

6

Sfalerit. Bol zistený na lokalite Jedlinky (č. 42) vo forme 3—5 cm hniezd v kremennej žilovine. Asociuje s rumelkou, galenitom a pyritom. Mikrotvrdosť má v rozmedzí 239,5—252,0 kp/mm² pri 50 g závaží, začiatky dekrepitácie boli



pri 150 °C, kým súvislá dekrepitácia sa začala od 275 °C. Mikroskopicky sfalerit je zonálnej stavby s odmiešaninami chalkopyritu (obr. 2). Kvantitatívnu spek-

Tab. 7. *Pravdepodobná schéma sukcesie minerálov na hydrotermálnych žilách v rudnom rajóne Košické Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov.*

1 — kryštalizačný interval minerálu, 2 — postavenie v schéme sukcesie je neisté, 3 — vylučovanie v malom množstve.

Table 7: *Scheme of presumable mineral succession in hydrothermal veins in the Košické Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov ore district.*

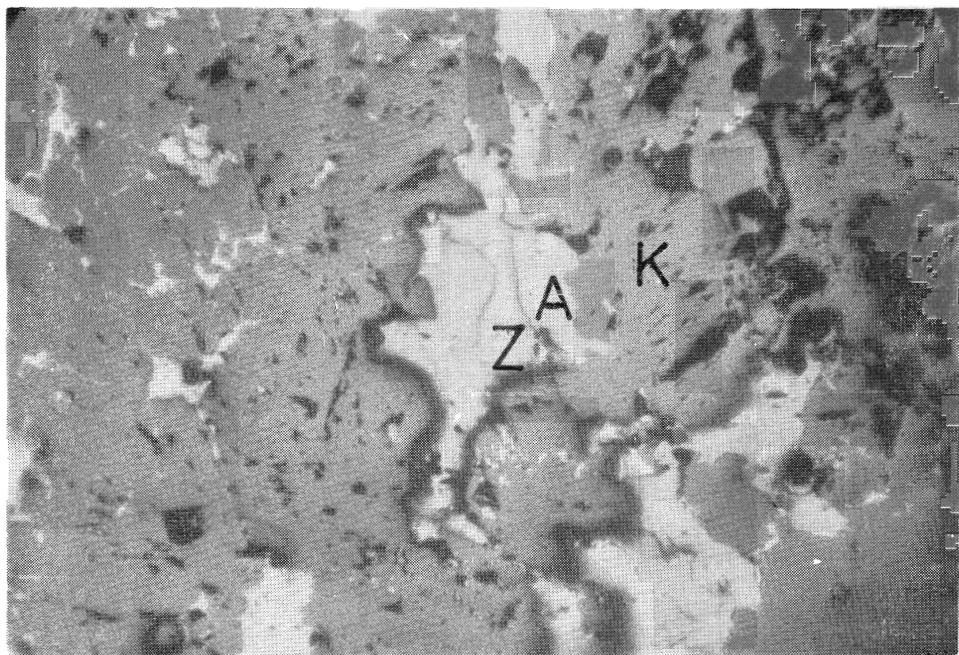
1 — crystallization interval of the mineral, 2 — uncertain position in the succession scheme, 3 — leaching in small amounts.

MINERALIZ. PERIODA	DOLOMIT - MAGNEZITOVÁ P.	KREMEŇ - FUCHSITOVÁ P.	SIDERITOVÁ P.	TURMALINOVÁ P.	KREMEŇ - HEMATITOVÁ P.	KREMEŇ - SULFIDICKÁ P.	KREMEŇ - ANTIMONITOVÁ P.	KALCITOVÁ P.	OXID. PRŮD.
DOLOMIT	1								
MAGNEZIT	1								
KREMEŇ		1	1	2	1	1	1		
FUCHSIT		1							
ALBIT		1							
PYRIT		1			1	1	2		
SIDERIT			1						
ANKERIT			1			1			
BARYT				1					
CHLORIT		2		1					
SERICIT				1					
TURMALÍN				1					
HEMATIT					1				
MAGNETIT									
ARZENOPYRIT						1	2		
GLAUKODOT						1			
SFALERIT									
GALENIT						1			
CHALKOPYRIT						1			
TETRAEDRIT						1			
BERTHIERIT						1			
Sb-SULFOSOL							1		
ANTIMONIT							1		
RUMELKA							1		
KALCIT								1	
HYDROXIDY Fe									1
MALACHIT									1
AZURIT									1
BORNIT									1
KOVELIN									1
ARAGONIT									1
ERYTRIN									1
Sb-okry.									1



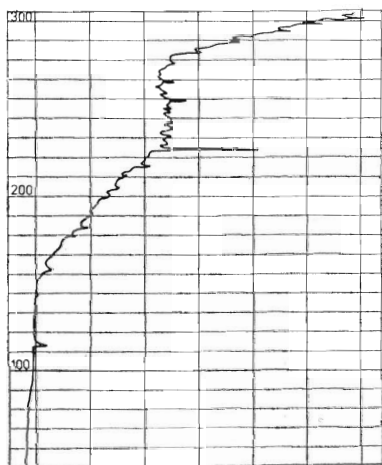
Obr. 2. Zonálna stavba sfaleritu z lokality Jedlinka (č. 42), nábrus, // N, zv. 250×.

Fig. 2: Zonal structure of sphalerite from Jedlinka (No. 42), polished section, ordinary light, $\times 250$.



Obr. 3. Drobné žilky zinkenitu (Z) v antimonite (A) v kremennej žilovine (K). Zlámaný jarok, nábrus, // N, zv. 250 $\times$.

Fig. 3: Veinlets of zincenite (Z) in antimony (A) in quartz vein filling (K). Zlámaný jarok, polished section, ordinary light, $\times 250$.



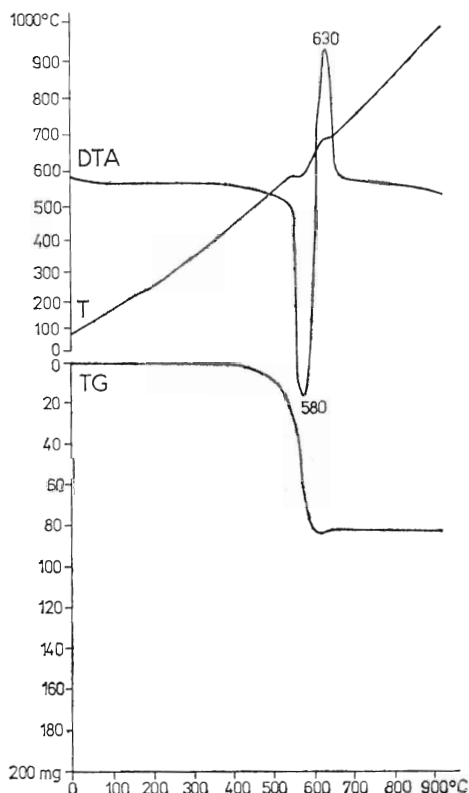
Obr. 4. Dekrepitačný záznam sfaleritu z lokality Jedlinky (č. 42).

Fig. 4: Decrepitation record of sphalerite from Jedlinka (No. 42).

trálnou analýzou (J. Ilavský — F. Novák 1961) bol stanovený obsah Cd — 0,53 ‰, In — 0,02 ‰, Fe — 0,69 ‰, Cu — 0,008 ‰, Ag a Pb — stopy. Dekrepitačnou analýzou sfaleritu z lokality Jedlinky (č. 42) sa zistila teplota vzniku sfaleritu v rozmedzí 225—227 °C (obr. 4).

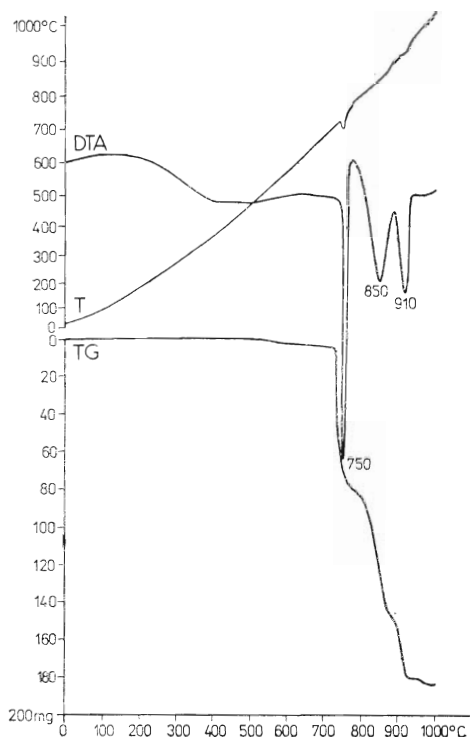
Galenit. Tesne asociuje s chalkopyritom, tetraedritom a sfaleritom. Je nepatrne rozšírený na lokalite Jedlinky (č. 42), Nižný Klátov (č. 24) a Diana (č. 38). Na tejto lokalite má zvýšený obsah In, podobne ako chalkopyrit. Na lokalite Diana je zvýšené Ag (nad 1 ‰), čo by mohlo v zmysle J. H. Bernarda zodpovedať (1962) prímеси Ag minerálu (diskrazitu ?).

Antimonit. Známy je len na troch lokalitách: Diana, Zlámaný jarok a Predná Holica. Maximálne rozšírenie má v kremeňovo-antimonitových žilách (lok. Zlá-



Obr. 5. Termogravimetrická analýza sideritu z lokality Predná Holica (č. 1).

Fig. 5: Thermogravimetric analysis of siderite from Predná holica (No. 1).



Obr. 6. Termogravimetrická analýza Fe-dolomitu až ankeritu z lokality Vodná baňa (č. 14).

Fig. 6: Thermogravimetric analysis of Fe-dolomite to ankerite from Vodná baňa (No. 14).

maný jarok). Asociuje tu s arzenopyritom, pyritom a Sb-sulfosolami. Na lokalite Diana je parageneticky spätý s chalkopyritom, tetraedritom a galenitom. Stanovený bol röntgenometricky (tab. 8).

Bertierit. Je vo forme žíliiek a hniezd v antimonite z lokality Zlámaný jarok (č. 37). Tesne asociuje s ďalšími sulfosolami (plagionit a zinkenit). Mikroskopicky je sivobielej farby, silne anizotropný. S HNO_3 (1 : 1) černie a poľahuje sa jemným tmavým povlakom. Stanovený bol röntgenometricky (tab. 9).

Plagionit. Tesne asociuje s Sb-sulfosolami a antimonitom na lokalite Zlámaný jarok (č. 37). Vytvára veľmi zriedkavé ihličky a žilky v antimonite. Mikroskopicky sa len nepatrne odlišuje od antimonitu (tab. 10).

Zinkenit. Bol zistený na lokalite Zlámaný jarok (č. 37) vo forme žíliiek v antimonite. Identifikoval sa len na základe rovnakých optických vlastností so zinkenitom v okolí Kojšova, kde bol zistený pomocou mikrosondy (M. Háber 1971). V mikroskope je žltkavejší ako antimonit, má nepatrnú anizotropiu. Má vystupujúci reliéf (obr. 3).

Glaukodot. Bol zistený na lokalite Roveň (č. 35) vo forme drobných, mikroskopických zrníček v asociácii s pyritom, arzenopyritom a kremeňom. Je slabo anizotropný, hypidiomorfne zrnitý. Slabý povlak erytrínu na vzorke poukazuje na prítomnosť Co-minerálu. Mikroskopickými vlastnosťami sa podobá glaukodotu.

Rumelka. Je rozšírená prevažne vo forme sekundárnych, zemitých povlakov

Tab. 8. *Röntgenometrická analýza antimonitu z lokality Zlámaný jarok (č. 37).*

Table 8: *Roentgenometric analysis of antimonite from Zlámaný jarok (No. 37).*

P. č.	Zlám. jar. (č. 37)		Michejev,	N
	Im	dm	It	dt
1.	3	5,60	2	5,60
2.	4	5,07	3	5,07
3.	10	3,54	9	3,56
4.	8	3,06	9	3,045
5.	7	2,77	9	2,757
6.	10	2,53	9	2,511
7.	4	2,425	3	2,427
8.	5	2,270	5	2,271
9.	4	2,08	8	2,087
10.	6	2,00	5	1,99
11.	5	1,93	10	1,933
12.	7	1,91	7	1,912
13.	3	1,85	2	1,854
14.	5	1,778	1	1,789
15.	4	1,727	7	1,720
16.	8	1,692	10	1,687
17.	2	1,626	2	1,623

Tab. 9. *Röntgenometrická analýza bertieritu z lokality Zlámaný jarok (č. 37).*

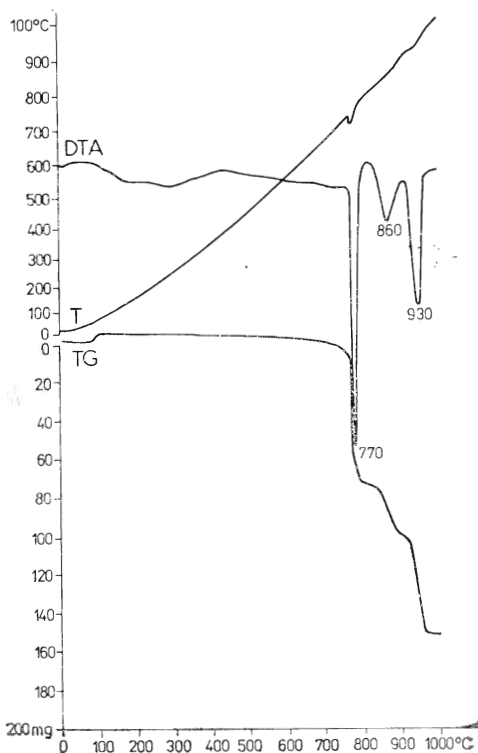
Table 9: *Roentgenometric analysis of berthierite from Zlámaný jarok (No. 37).*

P. č.	Zlám. jar. (č. 37)		Michejev,	N
	Im	dm	It	dt
1.	4	4,38	6	4,30
2.	10	3,64	9	3,62
3.	5	3,36	6	3,35
4.	9	3,19	9	3,15
5.	8	3,06	6	3,01
6.	7	2,87	9	2,83
7.	10	2,614	10	2,69
8.	10	2,53	6	2,51
9.	5	2,270	4	2,23
10.	4	216	6	2,155
11.	6	2,00	7	1,99
12.	7	1,91	8	1,90
13.	6	1,875	8	1,870
14.	2	1,626	2	1,630

Tab. 10. Röntgenomtrická analýza plagionitu z lokality Zlámaný jarok (č. 37).

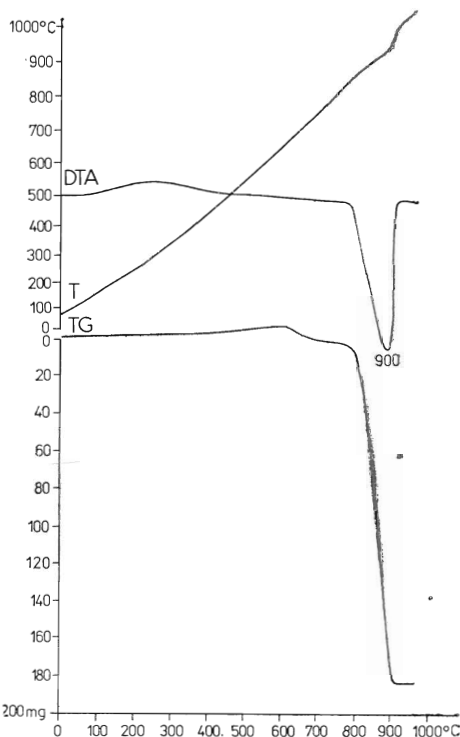
Table 10: Roentgenometric analysis of plagionite from Zlámaný jarok (No. 37).

P. č.	Zlám. jar. (č. 37)		Michejev,	N
	Im	dm	It	dt
1.	3	3,85	6	3,92
2.	9	3,42	10	3,42
3.	8	2,772	9	2,78
4.	5	2,126	6	2,14
5.	3	1,820	4	1,825
6.	4	1,776	3	1,78
7.	2	1,727	4	1,715



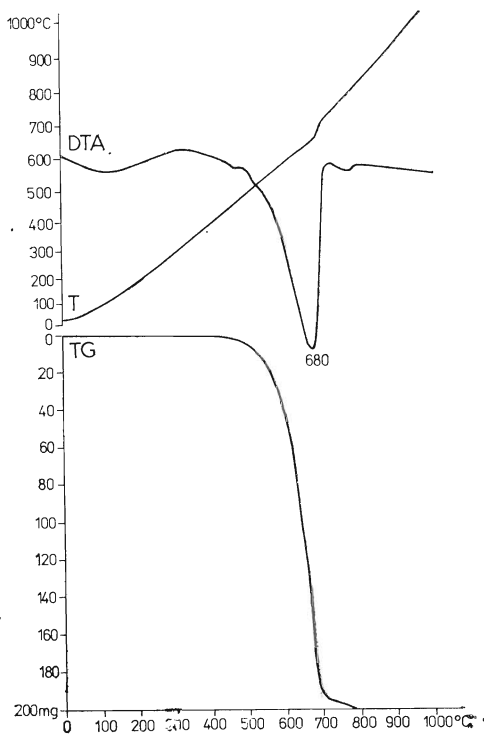
Obr. 7. Termogravimetrická analýza Fe-dolomitu až ankeritu z lokality Kovalová (č. 7).

Fig. 7: Thermogravimetric analysis of Fe-dolomite to ankerite from Kovalová (No. 7).



Obr. 8. Termogravimetrická analýza magnezitu z lokality Slatviny (č. 36).

Fig. 8: Thermogravimetric analysis of magnesite from Slatviny (No. 36).



Obr. 9. Termogravimetrická analýza kalcitu z lokality Kovalová (č. 7).

Fig. 9: Thermogravimetric analysis of calcite from Kovalová (No. 7).

Mikroskopicky je sivý a má výrazné zelenkavé vnútorné reflexy.

Azurit. Je najviac rozšírený na lokalite Predné nové (č. 20). Tvorí tu tenký povlak, príp. 1—2 mm mocné žilky.

Chalkozín. Bol zistený na lokalite Predné nové (č. 20) v asociácii s kovelínom a tetraedritom, okolo ktorého tvorí lemy a sieťovité žilky.

Kovelín. Podobne ako chalkozín sa zistil vo forme sieťovitých žiliiek v tetraedrite na lokalite Predné nové (č. 20).

Erytrín. Tvorí jemný povlak ružovočervenkastej farby po žilovine na lokalite Roveň (č. 35). Bol identifikovaný len makroskopicky.

Sb-okre. Tvorí drobný zemitý povlak a zhluky svetložltej až hnedej farby na kremenno-antimonitových žilkách lokality Zlámaný jarok (č. 37). Sú sekundárneho pôvodu, produktom rozpadu Sb-minerálov. Mikroskopicky sa nepozorovali.

Časový a priestorový vývoj mineralizácie

V celom rudnom rajóne sa pomerne dávno neťaží a nevykonávali sa v ňom

po tetradrite a sfalerite. Na lokalite Jedlinky (č. 42) vytvára drobné kryštáliky, pravdepodobne primárneho pôvodu, v tesnej asociácii so sfaleritom a kremeňom.

Hematit. Patrí medzi rozšírené minerály rudného rajónu. Maximálne uplatnenie má na kremenno-hematitových žilkách, sporadicky je aj na iných typoch rudných žíl. Hematit je prevažne vo forme jemnošupinkovitej odrody — spektaritu. Na lokalite Plichtov diel (č. 13) je v hrubotabuľkovitej forme. Asociuje s kremeňom, ankeritom, menej so sideritom. Patrí medzi najstaršie minerály rudnej asociácie. Možná je prítomnosť viacerých generácií hematitu.

Magnetit. Bol zistený sporadicky v hlbších horizontoch ložiska Predná Holica (č. 1) (M. Tápák — M. Lukáč 1960).

Limonit. Je najbežnejším sekundárnym minerálom. Vytvára prevažne zemitý povlak a hniezda v oxidačných častiach žíl a na starých haldách. Ojedinele sa zistili nátekové tvary s kolomorfnou štruktúrou.

Malachit. Je najbežnejším sekundárnym Cu-minerálom. Na starých haldách často indikuje prítomnosť Cu-sulfidov. Vytvára jemný povlak na žilovine.

prieskumné práce, takže bolo možno získať silne zoxidovaný rudný materiál (sporadicky) vhodný na hlbšie štúdium pôvodnej minerálnej výplne. Pri vymedzovaní jednotlivých mineralizačných etáp sme sa opierali o pozorovanie textúrnych znakov a paragenetických asociácií v zmysle J. H. Bernarda — V. Hanuša (1966), J. H. Bernarda (1961) a C. Varčeka (1962). Pravdepodobný priebeh vývoja mineralizácie podáva tab. 7. Prvé dve etapy mineralizácie majú nejasné a len lokálne uplatnenie, podobne ako turmalínová a kalcitová mineralizačná etapa. Maximálne rozšírenie má sideritová a kremenno-sulfidická mineralizačná etapa, ktoré sú oddelené intermineralizačnou tektonikou, zvlášť v oblasti rozšírenia mladopaleozoických hornín a rakoveckej série.

Celý rudný rajón zaberá plochu asi 200 km². Na základe doterajšieho štúdia minerálnych asociácií možno vyčleniť 10 typov rudných žíl, sledovateľných viac-menej od centrálnej časti Rudohoria na S:

- a) sideritové žily,
- b) kremenno-ankeritovo-hematitové žily,
- c) kremenno-ankeritovo ($\pm$ sideritovo)-sulfidické žily,
- d) metasomatické ankerity ($\pm$ kremenno-sulfidické žilky),
- e) kremenno-ankeritovo-barytové žily,
- f) dolomitovo-magnezitové šošovky (s kremenno-sulfidickými žilkami),
- g) kremenno-antimonitová žila,
- h) polymetalické žilky,
- i) kremenné žily,
- j) žilníkovo-impregnačné zrudnenie.

Za doterajšieho stavu poznania jednotlivých lokalít nemožno stanoviť vertikálnu zonálnosť rudných žíl. Z ojedinelých vrstev na lokalite Predná Holica a v okolí Košických Hámrov badať určité vyznievanie sulfidickej mineralizácie do hĺbky so zreteľným pribúdaním kremeňa a postupným ochudobňovaním karbonátov o Fe, ale konkrétne vzťahy medzi jednotlivými minerálmi a ich chemizmus nemožno stanoviť. Pomerne dobre sa však javí horizontálna zonálnosť v rámci celého rudného rajónu. Vystupuje tu markantne odlišnosť v rozmiestnení troch hlavných typov žíl. Sideritové žily tvoria žilný ťah v centrálnej časti Rudohoria, ktorú budujú horniny gelnickej série. Žily sledujú pruhy kremitych porfýrov. Sú takmer monominerálneho zloženia, najmä v centrálnej časti, kým smerom na SZ a JV sa v žilnej výplni objavuje aj kremeň a ankerit. Obsah sulfidov v žilách je nepatrný. Žily takéhoto zloženia nie sú známe v nijakej časti tohto rudného rajónu.

Tieto žily smerom na S postupne prechádzajú v kremenno- ($\pm$ ankeritovo)-hematitové. V okolí diabázových pruhov rakoveckej série majú len kremenno-hematitovú mineralizáciu. Kremeň a hematit však vždy tvoria podstatnú časť výplne žíl, kým ankerit má takýto význam len lokálne. Spolu s ním výrazne stúpa aj podiel sulfidov, predovšetkým pyritu.

Na oblasť severogemeridnej synklinály, budovanej horninami rakoveckej série a mladšieho paleozoika, sa mineralizačne viažu najpestrejšie kremenno-ankeritovo-sulfidické žily. Hlavnú žilnú výplň tvorí kremeň a ankerit. V nich sú hniezda a žilky sulfidov, prevažne tetraedritu a pyritu. Obsah chalkopyritu je menší. V týchto žilách sa sledoval chemizmus tetraedritov v priestorovom rozmiestnení. Bolo zistené, že v juhovýchodnom pokračovaní žíl obsah Hg v tetraedritoch klesá a badať viac-menej prechod tetraedritov k tennantitovému radu.

Tetraedrity v okolí Košických Hámrov sú približne rovnakého zloženia ako na ložisku Slovinky a Rudňany, ale majú vyšší obsah Hg. Podľa uvedených poznatkov možno predpokladať, že mineralizácia v okolí Košickej Belej je vyššie termálna ako v okolí Košických Hámrov.

Tento žilný systém v horninách karbonatického až diabázového zloženia spôsobuje metasamotózu za vzniku Fe-dolomitov až ankeritov, ale svojim mineralogickým zložením je rovnakého charakteru ako na kremenno-ankeritovo-sulfidických žilách. Podobnú úlohu zohralo horninové prostredie na lokalite Roveň (č. 35), kde žily kremenno-ankeritovo-($\pm$ sulfidického) zloženia nadobúdajú pri prechode do permských zlepcov takmer monominerálnu barytovú výplň. Takéto lokálne rozdiely v minerálnom zložení sú známe aj z iných lokalít a sú, podľa našej mienky, viac-menej výsledkom petrografického zloženia okolitých hornín a väčšieho alebo menšieho erozívneho zrezu.

Výraznejšia odchýlka v charaktere mineralizácie je na lokalite Zlámaný jarok. V kremenno-antimonitovej žile sú okrem Sb-sulfosolí v malej miere prítomné aj Fe-sulfidy. Táto žila je pravdepodobne východným ukončením kremenno-antimonitových žíl z južného okolia Kojšova. Podobného lokálneho rozšírenia a neistého postavenia sú prejavy polymetalickej mineralizácie lokality Diana, na ktorej sú v nepatrnej miere zastúpené Cu, Pb, Zn a Sb sulfidy. Charakter a rozsah tohto zrudnenia nie je bližšie známy.

Vývoj mineralizácie v rudnom rajóne sa celkove javí ako výsledok viacerých mineralizačných etáp s výrazným vekovým posuvom od centrálnych častí Rudohoria k okrajovým.

Doručené 10. XII. 1975

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Bernard, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Sideritschwerspatgänge mit Sulfidem im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei. Geol. práce, Zoš. 58 (Bratislava), 222 s.
- Bernard, J. H. 1962: Chemismus některých žilných sulfidů ze Spišsko-gemerského rudohorí. Sbor. geol. věd, řada TG (Praha), 2, s. 201–224.
- Bernard, J. H. — Hanuš, V. 1966: Über die Metodik der paragenetischen Analyse der Sideritformation (am Beispiel von Spišsko-gemerské rudohorie). Rozpr. Čs. akad. věd, Ř. ma. příd. věd, 76, seš. 7, 74 s.
- Ďuďa, R. 1967: Rudné výskyty vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — archív Prír. fak. UK, Bratislava, 132 s.
- Ďuďa, R. 1970: Rudné výskyty v oblasti Košické Hámre — Košická Belá — Hýľov — Košice. Manuskript — archív Prír. fak. UK, Bratislava, 109 s.
- Figina, E. 1952: Posudok o baníctve na východnom Slovensku. Manuskript — Geofond, Bratislava, 22 s.
- Grecula, P. 1971: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slov., 10, s. 95–106.
- Háber, M. 1971: Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom. Manuskript — archív Prír. fak. UK, Bratislava.
- Iľavský, J. 1956: Ročná zpráva o geologicko-prieskumných prácach za r. 1956. Manuskript — archív, Spišská Nová Ves, 12 s.
- Iľavský, J. 1957: Ročná zpráva o geologicko-prieskumných prácach za r. 1957. Manuskript — Spišská Nová Ves, 17 s.
- Iľavský, J. — Novák, F. 1961: Contribution á L'étude des phénomènes des régénération metallog. de L'orogénèse alpine dans la zone des Gémerides des Car-

- pater Tschécoslovaquie. Asoc. Geol. Carpato-Balcan. Congr. sectia I, 1961, Bucuresti, s. 51—55.
- Ilavský, J. — Duďa, R. 1970: Metalogenetický výskum v okolí Košických Hámrov. Manuskript — Geofond, Bratislava, 252 s.
- Kodým, O. 1951: Zpráva o výsledkoch geologického prieskumu medzi Klátovom a Košickou Belou (Fe-Cu rudy). Manuskript — Geofond, Bratislava, 18 s.
- Lámoš, A. 1967: Štruktúrno-geologický a petrografický výskum medzi Gelnicou a Kojšovou hoľou. Manuskript — archív GÚĎŠ, Bratislava, 38 s.
- Lámoš, A. 1969: Štruktúrno-geologické a litologické pomery v oblasti Prakoviec, Kojšova a Zlatej Idky. Manuskript — archív GÚĎŠ, Bratislava, 46 s.
- Maheľ, M. 1952: Zpráva o geologickej stavbe a rudných pomeroch územia západne od Košíc. Manuskript — Geofond, Bratislava, 75 s.
- Maheľ, M. 1954: Príspevok ku stratigrafii východnej časti gemeríd. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5.
- Odehnal, L. 1950: Zpráva o orientačnej prehliadke ložiska Vyšný Tejkeš. Manuskript — Geofond Bratislava, 2 s.
- Papp, K. 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I. Budapest, S. 18—300.
- Regásek, F. 1966: Mineralógia a geochemia tetraedritov z ložiska Slovinky v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript — archív GÚĎŠ, Bratislava, 28 s.
- Regásek, F. 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum na hydrotermálnych rudných žilách v oblasti Slovinky — Zakarovce — Krompachy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 387 s.
- Snopko, L. et al. 1969: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 25 000, GLŠ — SGR. Archív GÚĎŠ, Bratislava.
- Ťupák, M. — Lukáč, M. 1960: Záverečná zpráva o geologickom prieskume a výpočet zásob na probléme Holica (Fe rudy). Manuskript — Geofond, Spišská Nová Ves, 24 s.
- Varček, C. 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Spr. 46 (Bratislava), s. 107—132.
- Varček, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. Geol. práce, Spr. 61 (Bratislava), s. 101—113.
- Varček, C. 1973: Paragenetické pomery hydrotermálnych žíl Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — archív, Spišská Nová Ves, 125 s.
- Zoubek, V. 1936: Geologické dobrozdání o státním kutiskovém terénu mezi Košicemi a Košickou Belou. Manuskript — archív GÚĎŠ, Bratislava, 39 s.

ORE OCCURRENCES AND MINERALOGICO-PARAGENETIC CONDITIONS IN THE KOŠICKÉ HÁMRE — KOŠICE AREA (SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE Mts.)

RUDOLF ĎUĎA

The Košické Hámre — Košická Belá — Košice — Hýľov ore district occupying the easternmost area of the Spišsko-gemerské rudohorie has a relatively insignificant group of hydrothermal veins (fig. 1). The district is built up of all elements of the geological structure of the Gemerides with a significant NW — SE orientation of the geological-tectonic elements. Likewise the course of the hydrothermal veins follows this orientation. On the basis of the study of the mineralogico-paragenetic conditions, ten types of mineral associations (table 1) have been differentiated, of which the siderite, quartz-hematite, and quartz-ankerite-sulfide veins are the most significant. Within the whole ore district a pronounced spatial zoning in the distribution of the main mineral associations in the following sequence from the south to the north is observable: siderite, quartz-hematite, and quartz-ankerite-sulfide associations. The

distribution of other types of mineral associations is but local, often depending on the petrographic environment of the veins (barytes veins in Permian conglomerates).

The principal minerals of the hydrothermal veins are quartz, siderite, and ankerite. Less frequent, often even sporadic, are pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite-tennantite, arsenopyrite, glaucodote, galena, sphalerite, antimony, berthierite, zincenite, plagioclase, cinnabar, hematite, magnetite, barytes, calcite, dolomite, magnetite, tourmaline, chlorite, sericite, fuchsite, and albite. The following secondary minerals have been determined in the oxidized zones: Fe-hydroxides, malachite, azurite, covellite, bornite, erythrite, Mn-hydroxides, Sb-ochres, and aragonite.

On the basis of the information obtained, a scheme of the presumable succession of minerals in the hydrothermal veins is presented (table 7).

Preložila E. Česánková

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Babčan: **Niektoré problémy súčasnej teórie metasomatizmu** (Bratislava 10. 4. 1975)

Na základe teoretického štúdia výsledkov experimentálnych prác poukázal autor na niektoré problémové stránky súčasných teórií metasomatizmu a na ich možné úpravy, resp. doplnenia.

Za anachronizmus označil stotožňovanie termínov „metasomatóza“ a „metasomatizmus“. Podal návrh, aby sa termínom „metasomatizmus“ označoval súhrn procesov alebo javov, pri ktorých nastáva zatláčanie — metasomatóza jedných minerálov inými. Podľa tohto návrhu sa vlastne metasomatizmus skladá z čiastkových procesov metasomatózy.

Autor vysvetlil chemizmus a mechanizmus metasomatických procesov a zdôvodnil ich kľúčové postavenie pri riešení všetkých problémov metasomatizmu. Chemizmus metasomatických procesov podmieňuje stabilita minerálov v danom prostredí. Každý minerál je stály len v istých chemických a termodynamických podmienkach. Ak sa podmienky zmenia, minerál sa stáva nestabilným, zaniká a na jeho miesto nastupuje minerál, ktorý je v danom prostredí stabilnejší. Mechanizmus metasomatózy bol vysvetlený na princípe zatláčania minerálov vo vodnom prostredí (v roztokoch).

Na základe analýzy kľúčových otázok metasomatických procesov poukázal autor na niektoré nedostatky najpoužívanějších definícií metasomatózy. Zdôvodnil, že nie všetky metasomatické zatláčania sa dajú vysvetliť chemickými reakciami a najmä znázorniť chemickými rovnicami. Ďalej sa hovorilo o tom, že niektoré metasomatické zatláčania musia prebiehať ako dvojetapový proces výmeny, čiže zatláčanie sa neuskutočňuje vždy formou „lit par lit“ alebo atóm za atóm či ión za ión. Z toho vychodí, že medzi metasomatické treba zaraďovať i také procesy, pri ktorých sa vyplňajú dutiny vytvorené v predchádzajúcom procese, napr. vylúhovaním karbonátov a iných minerálov.

Na základe konfrontácie nových poznatkov a starších teórií podal autor návrh definovať metasomatizmus podstatne širšie, ako to vyjadrujú doterajšie definície. Podľa návrhu treba metasomatizmus pokladať za „súhrn procesov vzniku minerálov prebiehajúcich zatlácaním (náhradou) jedného minerálu druhým. Toto zatláčanie je vyvolané prínosom a odnosom materiálu, pričom výmeny materiálu sú podmienené chemickými reakciami.“

DISKUSIA

**BEMERKUNGEN ZU DEM ARTIKEL R. MOCK:
ÜBER TRIAS-CONODONTEN UND EINIGE PROBLEME
DER TRIAS-STRATIGRAPHIE DER WESTKARPATEN**

(*Mineralia slovac*, 7 (1975), 1—2, S. 27—34)

JÁN BYSTRICKÝ*

In den letzten Jahren werden von einigen Autoren als „Probleme der Stratigraphie der Trias der Westkarpaten“ auch Fragen angesehen, die in Veröffentlichungen bereits mehrmals beantwortet wurden. Diese Fragen resultieren aus einer Unkenntnis der Literatur, oder sie könnten — und dies wäre bedauernswerter — als beabsichtigte unwahre Zitation der veröffentlichten Argumente und Ansichten anderer Autoren gewertet werden. Da „Probleme“ dieser Art nicht zur Lösung der Stratigraphie beitragen, sah ich es bisher nicht als notwendig an, auf sie zu reagieren. Zuletzt wurde mir jedoch adressiert eine Frage über die stratigraphische Höhe der Schreyeralmkalke gestellt: „Nun frage ich, auf welcher Grundlage er diese Einstufung vorgenommen hat?“ (R. Mock 1975, S. 28), auf die, so scheint es mir, eine Antwort gegeben werden sollte. Dies um so mehr, als die sich andauernd häufenden falschen Zitationen sowohl unsere, wie auch ausländische Fachkollegen, die mit der zuständigen Literatur und dem tatsächlichen Stand der in Frage stehenden Probleme der Stratigraphie der Trias nicht vertraut sind, völlig desorientieren können.

Die oben angeführte Frage entstand angeblich auf Grund eines Vortrages den ich, so heisst es, am 4. September 1973 an dem Kongress der KBGA in Bratislava hielt. Der Autor der Frage sollte, soweit er an dem Kongress der KBGA und den Vorträgen im Rahmen ihrer stratigraphischen Sektion teilgenommen hat wissen, dass ich an diesem Kongress der KBGA keinen Vortrag gehalten habe, weshalb dieser weder das Thema einer Diskussion bilden, noch im Rahmen der Materiale der KBGA zum Druck vorgelegt werden konnte („... in Druck“, R. Mock, l.c., S. 28).

Trotzdem kann ich anführen, dass sich ihre Beantwortung in der Veröffentlichung J. Bystrický, 1964: „Slovenský kras“ auf S. 169 befindet und folgendermassen lautet: „Die stratigraphische Höhe der Schreyeralmkalke des

* RNDr. J. Bystrický, DrSc., Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Dúbravská cesta, 885 25 Bratislava.

Gebirges Slovenský kras — Oberillyr — folgt nicht so weit aus dem Vorkommen der Cephalopodenfauna, wie aus ihrer Position... In keinem einzigen Fall wurde in ihrem unmittelbaren Hangenden *Diplopora annulatissima* Pia festgestellt... Der Position nach entsprechen sie also den hellen Kaken mit *Diplopora annulatissima* Pia bei Kečovo, in welchen — wie erwähnt — auch die Ammoniten-Fauna vorkommt. Zum Unterschied von den Alpen, wo man die Schreyeralmkalke als unterillyrisch betrachtet (G. Rosenberg 1952, 1959, O. Kuehn in Lex. strat. inter. Vol. I, Fasc. 8, S. 245), sind sie im Gebirge Slovenský kras etwas höher." Dass diese Parallelisierung begründet war, ergab sich aus dem späteren Fund eines typischen Exemplars der Art *Diplopora annulatissima* Pia durch V. Andrusovová (das ich selbst bestimmt habe) unmittelbar assoziiert mit Ammoniten der Schreyeralmkalke des Muráň—Plateaus (V. Kollárová-Andrusovová 1967, S. 271). Dem Autor der gestellten Frage war diese Parallelisierung, sowie auch die Tatsache, dass im Liegenden der Schreyeralmkalke Kalke mit *Piarorhynchia trinodosi* (Bittner) vorkommen, bekannt (R. Mock 1971, S. 244); anscheinend entging jedoch seiner Aufmerksamkeit der Umstand, dass das von J. Pia durch die Zone mit *Diplopora annulatissima* definierte obere Illyr (J. Pia 1930, S. 97) heute als ein, der neu definierten Ammonitenzone mit *Aplococeras avisianus* (E. Ott 1972 a, 1972 b) äquivalentes Zeitintervall angesehen wird. Es war ihm wohl auch unbekannt, dass die Position der Zone mit *Paraceratites trinodosus* im Rahmen der Unterstufe Illyr auch bei uns unterschiedlich aufgefasst wurde. Er schrieb mir nämlich eine Ansicht zu, die ich niemals besass. R. Mock (l. c., S. 28) schreibt nämlich: „...liefert J. Bystrický (1964, 1972) und V. Kollárová-Andrusovová (1967) mit der immer wiederholten Behauptung, dass durch das Vorkommen von Flexoptychites die Zone mit *Paraceratites trinodosus* in den Schreyeralmkalken nachgewiesen worden wäre“. Das dem nicht so ist, ergibt sich nicht nur aus dem bereits Erwähnten, sondern auch aus dem Text: „Als Schreyeralmkalke bezeichnen wir eine... Schichtfolge..., die im Hangenden der Steinalmkalke mit *Piarorhynchia trinodosi* und Dasycladazeen der Zone mit *Physoporella pausiforata* und in dem Liegenden von „Reifinger Kalken“, bzw. Wettersteinkalken mit *Teutloporella herculea* auftritt...“ und weiter „...enthalten eine Ammonitenfauna der Zone mit *Paraceratites trinodosus* (J. Bystrický 1964, V. Andrusovová 1967). Stratigraphisch halten wir sie für oberillyrisch und nehmen an, dass sie ein Lateraläquivalent der hellen Kalke mit *Diplopora annulatissima* sind“. Aus dem angeführten Text ist es deutlich, dass ich die Schreyeralmkalke in dem gegebenen Fall nicht in die Zone mit *Paraceratites trinodosus* (d. h. in das untere Illyr) sondern wieder in das obere Illyr eingestuft habe, obwohl die in ihnen festgestellten Ammoniten eine auch schon aus der Zone mit *Paraceratites trinodosus* bekannte Assoziation darstellen.

Bei dieser Gelegenheit muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass der Autor der vorgelegten Frage bereits in vorhergehenden Arbeiten Angaben und Ansichten anderer Autoren unrichtig zitiert hat. Das überraschendste ist jedoch, dass es ihm nicht bekannt ist, dass die Tisovec—Kalke als karnische helle Kake, in der Fazies mit Wettersteinkalken identisch, nur als Grund von Ammoniten definiert wurde (V. Andrusovová-Kollárová 1960) und nicht an Hand von Dasycladaceen, schon gar nicht der Art *Poikiloporella duplicata* (sensu E. Ott 1968). Die Behauptung: „Eine Einstufung der karnischen

Dasycladaceen—Kalke des Muráň—Plateaus in die austriacum und ellipticus „Zone“ (also Cordevol bis Unterjul) durch Bystrický (1972) beruht auf dem Vorkommen von *Poikiloporella duplicata*, die jedoch nach Ott (1972) vom Cordevol bis Tuval häufig ist und keinerlei Rückschlüsse auf die Reichweite der Dasycladaceen—Kalk—Fazies innerhalb des Karn anlässt¹ kann nichts anderes, als eine beabsichtigte Verzerrung der Tatsachen sein. Es ist nämlich bekannt, dass zur Zeit der Definierung der Tisovec—Kalke aus ihnen nur unbestimmbare Dasycladaceen bekannt waren („...mit... bisher nicht beschriebenen Diploporen... J. Bystrický 1959, S. 50) und auch, dass das einzige Vorkommen der Art *Poikiloporella duplicata* in karnischen Kalken damals nur bei Silická Brezová festgestellt worden ist (J. Bystrický 1962, S. 239). Ich glaube, dass ich diese Tatsache in verständlicher Form geäußert habe „...stützt sich unsere stratigraphische Eingliederung derzeit bloss auf die Ammoniten“ (J. Bystrický 1959, S. 50) und „In den karnischen Kalken von Silická Brezová ist Unterjul (Zone *Trachyceras austriacum*) und Tuval... (Zone *Tropites subbulatus*)... durch die Ammoniten... vertreten“ (J. Bystrický 1964, S. 172). V. Kollárová-Andrusovová hat eine Lage mit einer Fauna von Ammoniten in dem Steinbruch von Tisovec als „unteres Karn (Unterstufe Jul) d. h. Zone mit *Lobites ellipticus*“ ausgewertet (V. Andrusovová-Kollárová 1960, S. 109). Die Tisovec—Kalke als lithostratigraphische Einheit wurden auch zum oberen Karn (Tuval) gerechnet. Dass die Tisovec—Kalke an Hand von Ammoniten in das Karn einbezogen wurden, darauf habe ich auch in einer weiteren, von ihm zitierten Arbeit (J. Bystrický 1972, S. 300) folgendermassen hingewiesen „Das karnische Alter dieser... ergibt sich aus ihrer Ammonitenfauna (V. Andrusovová 1967) und Lamellibranchiatenfauna (M. Kochanová 1969)...“. Dieser Unterschied zwischen der stratigraphischen Position einer konkreten Lage mit Fossilien und der stratigraphischen Spannweite einer lithostratigraphischen Einheit wurde durch die oben angeführte Behauptung stark verzerrt. Tatsache ist, dass sich die Lage mit der Dasycladaceenassoziation *Uragiella supratriasica* Bystr. u. s. w. in Tisovec—Kalken bei Silická Brezová nach bisherigen Kenntnissen nur im Liegenden von Crinoidenkalken der Kote 492,2 befinden, die nach den Ammoniten *Arcestes (Paraarcestes) sublabiatus* MOJS. und *Styrites cf. tropitiformis* MOJS. ursprünglich als wahrscheinliches Tuval (D. Andrusov — J. Kováčík 1955, S. 279) und später als ? unteres Jul (V. Kollárová-Andrusovová 1961, S. 254, S. 273) bewertet wurden, dass aber die Tisovec—Kalke („karnische Dasycladaceen—Kalke“ in H. Kozur 1974) bis zu hellen Kalken mit *Halobia styriaca* (MOJS.) reichen, war bereits seit 1960 bekannt, wie aus fol-

¹ E. Ott (1972 a, S. 91) schreibt jedoch: „In den Karpaten wird *Poikiloporella* und die als Synonym bu geltende *Andrusoporella* von Bystrický schon immer im Jul und Tuval angegeben. ...Die Hangendgrenze von *Poikiloporella* ist nicht genau bekannt. Die höchsten Vorkommen sind nach Bystrický Tuval.“ E. Ott (1972 b, S. 460—461): „Das Erstauftreten dieser Algen, besonders der *Poikiloporella duplicata*, kann im Vergleich mit *Trachyceras-Funden* als cordevolisch datiert werden... Die Obergrenze von *Poikiloporella* und *Clypeina besici* ist nicht genau bekannt. Man kann nun sagen, dass beide Arten im Dachsteinkalk zusammen mit den ober-norischen *Heteroporella*-Arten... noch nicht gefunden wurden... In Anlehnung an die Verbreitungsverhältnisse von *Poikiloporella*, die Bystrický aus den West-karpaten angegeben hat, haben wir als Obergrenze der *Poikiloporella duplicata* das Tuval angenommen.“

gendem Text hervorgeht: „Darauf folgen lichte und lichtgraue und hellrosenfarbige, grobbankige Kalke... oft mit glattem Bruch, die gewissermassen schon an „Borzover Marmore“ erinnern. Im obersten Teil dieser Kalke (auf dem Kamm östlich von der Kote 492,2) befinden sich vereinzelt, der Art *Halobia styriaca* (MOJS.) nahestehende Halobien.“ (J. Bystričský 1960, S. 22), also Kalke, die in der Gegenwart in die Zone mit *Mojsisovicsites kerri*, welche die Basis der norischen Stufe repräsentiert, gestellt werden. Die Feststellung: „Wir können also eindeutig nachweisen, dass die Fauna der karnischen Dasycladaceen—Kalke bis in das untere Tuval reicht“ (H. Kozur — R. Mock 1974, S. 224—225) ist also nur eine Bestätigung der bereits seit dem J. 1960 bekannten Angaben. Es ist nicht wahr, dass „...ist genaue Fundschicht des obersten Ammoniten-Horizonts nicht bekannt“. Ich selbst habe während einer gemeinsamen Exkursion von Mitarbeitern des Geologischen Institutes der Slowakischen Akademie der Wissenschaften und des Geologischen Institutes D. Stúr beiden angeführten Autoren direkt im Feld alle bisher bekannten Vorkommen von Makrofauna gezeigt, dazwischen selbstverständlich auch die genaue Stelle, von der die Ammoniten des höchsten bekannten Horizonts der Tisovec—Kalke bei Silická Brezová stammen. Dass beiden angeführten Autoren die Position der *Halobia styriaca* (MOJS.) enthaltenden Schichten im unmittelbaren Liegenden der Hallstätter Kalke der norischen Stufe bekannt war erwähnen sie nicht, obwohl gerade dieses Vorkommen sie zu der Interpretation der Schichten mit *Halobia styriaca* als Äquivalent der Ammonitenzone mit *Mojsisovicsites kerri*² führte, die ursprünglich als oberstes Tuval (J. Bystričský 1960), später als Basis der norischen Stufe angesehen wurde, obwohl dieses Fossil in den Alpen als Indexfossil der Unterstufe Jul galt.

R. Mock (1975, S. 34) beschwert sich, dass „die Probleme und die Stagnation in der Trias-Forschung auch durch zahlreiche sich verändernde Konzeptionen verursacht werden... sowie auch durch das Nichtakzeptieren der modernen Orthochronologie“. In Bezug auf die „sich verändernden Konzeptionen“ wäre es wünschenswert, wenn er seine Veröffentlichungen und die Veröffentlichungen seines so häufigen Mitautors besser kennen würde. Es ist nämlich unerklärlich, wie in einem, am 6. September 1973 abgehaltenen Vortrag eine stratigraphische Korrelationstabelle aus dem Jahr 1974 erscheinen konnte, die in vielem nicht mit der ebenfalls aus dem Jahr 1974 stammenden Tabelle (H. Kozur 1974), gegebenenfalls mit einer weiteren Tabelle desselben Jahres (H. Kozur — R. Mock 1974) übereinstimmt. Sehr merkwürdig sind die Vorstellungen von R. Mock über die „Orthostratigraphie“, wenn er einerseits darauf hinweist, dass sie nicht eingehalten wird, mir aber gleich vorwirft, dass „... die stratigraphische Einstufung zum grossen Teil durch die einseitige Überwertung der Dasycladaceen sowie der in den Westkarpaten ausserordentlich seltenen Ammoniten basierte“ (R. Mock 1975, S. 28).

Wie anders als reserviert, soll ich die Resultate der stratigraphischen Forschung mit Hilfe von Conodonten evidieren, wenn ein und die selben Schichten,

² „Dies ist aber um so verwunderlicher, als *Halobia styriaca* ausserhalb von Österreich aus stratigraphischen Bereichen bekannt ist, die etwa der *Mojsisovicsites kerri*-Zone entsprechen oder noch etwas jünger sind“ (H. Kozur 1972, S. 15) — jedoch kein einziges Wort über eine genauere Bestimmung der Lokalität, gegebenenfalls Lokalitäten, und die zuständigen Zitationen.

sog. „Lunzer Schichten“ auf dem Homôlka in dem Gebirge Strážovská hornatina an Hand von Conodonten stratigraphisch einmal als unteres Ladin (R. Mock 1971, S. 258), ein anderes Mal als Langobard (H. Kozur — H. Mostler 1972, S. 353), dann auch als Ladin (H. Kozur 1974, S. 166) und zuletzt bereits unter der Benennung Partnach—Schichten nur mehr als Ladin (R. Mock 1974, S. 154) bewertet werden; wenn Reiflinger Kalke im Liegenden von roten Schreyeralmkalken in den Serpentin bei Gombasek auf derselben Conodontenfauna stratigraphisch einmal als „Zone mit *Paraceratites trinodosus*“ (Subzone I, Ass. Z. excelsa) (R. Mock 1971, S. 251) später wieder (R. Mock 1974, S. 152) als „Zone mit *Aplococeras avisianus*“ gewertet werden soll. Bemerkenswert ist dabei, dass *Daonella lommeli* Wissm., angeführt aus den sog. „Lunzer Schichten“ von Homôlka (R. Mock 1971, S. 258) in späteren Arbeiten überhaupt nicht mehr erwähnt wird, obwohl es sich um eine Index-Art des Langobards handelt. Über die tatsächlichen Existenz auch nur eines Exemplars dieser Art bestehen nämlich — ähnlich wie bei *Rhaetavicula contorta*, *Rhabdoceras suessi* und *Choristoceras marshi* in der Fauna von Bleskový prameň — keine Beweise.

Mein Verhalten ist nicht gegenüber der Methodik der stratigraphischen Erforschung der Trias mit Hilfe von Conodonten und weiteren Gruppen von Mikroorganismen, sondern gegenüber ihrer bisherigen Applikation in der Slowakei, reserviert. In welchem Stadium sich die Erforschung von Conodonten der Trias und der „feinen und genauen Stratigraphie“ befindet, kann auch durch die Ansicht von Spezialisten illustriert werden, die an unseren „Problemen“ nicht interessiert sind: „Obwohl, oder vielleicht gerade weil die Zahl der Publikationen über Triasconodonten ausserordentlich rasch zugenommen hat, ist die Taxionomie der wichtigsten Gattungen in desolaten Zustand geraten. Die Triasconodonten müssen taxonomisch wie stratigraphisch revidiert werden, um zu präzisen Angaben zu gelangen, die in der Praxis des Triasforschers auch angewandt werden können“ (W. Ziegler — M. Lindström 1975, S. 590).

Den meisten bisherigen Publikationen über die Stratigraphie der Westkarpaten auf Grund von Conodonten fehlt eine grundsätzliche Anforderung: „präzise Daten“. Es genügt nicht nur zu betonen, dass es sich um eine „feine und genaue stratigraphische Gliederung“ handle und, dass das Problem „eindeutig“ gelöst sei, dies muss auch bewiesen werden. Und das nicht mit Hilfe einer nicht existierenden Makrofauna (z. B. in den Hallstätter Kalken des Slowakischen Karstes ist keine der Conodontenzonen direkt mit Ammonitenzonen korrelierbar, da Ammoniten aus ihnen z. Z. in bestimmbar Exemplaren nicht bekannt sind) und hauptsächlich nicht mit unwahren Angaben und durch die Verzerrung der Zitation anderer Fachkollegen, die sich an der Lösung der Probleme der Straigraphie der Trias in den Westkarpaten beteiligen.

Übersetzt von L. Osvald

LITERATÚRA

- Andrusov, D. — Kováčik, J. 1955: The Carpathian mesozoic Fossils. Part II. Triassic Cephalopods of Slovakia and the Triassic. Geol. sb., 6, 3—4, p. 258—301, (Bratislava).

- Andrusovová-Kollárová, 1960: Récentes trouvailles d'ammonoidés dans le Trias des Karpat occidentales. Geol. sb., 11, 1, p. 105—110, (Bratislava)
- Budurov, K. — Pevný, J.: 1970: Über die Anwesenheit von Trias—Conodonten in den Westkarpaten. Geol. práce, Správy 51, p. 165—171, (Bratislava).
- Bystrický, J. 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Muraňer Mesozoikums (Muraň—Plateau). Geol. práce, 56, p. 5—53, (Bratislava).
- Bystrický, J. 1960: Beitrag zur Geologie des Gebirges Slovenský Kras. (Das Gebiet zwischen Silica und Domica.) Geol. práce, Zprávy 17, p. 5—27, (Bratislava).
- Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský kras. Geofond, (Bratislava).
- Bystrický, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. sb. 18, 2, p. 257—266,
- Bystrický, J. 1967: Die Obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpaten. Geol. sb. 18, 2, p. 285—309, (Bratislava).
- Bystrický, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. 21, p. 289—310 (Innsbruck).
- Bystrický, J. — Kollárová-Andrusovová, V. 1961: Fácie a stratigrafia triasu Slovenského krasu podľa dasycladaceí a amonitov. Časop. min. a gel. 6, 3, p. 244—249 (Praha).
- Kollárová-Andrusovová, V. 1961: Die Ammonoiden Cephalopoden aus der Trias der Slowakei. Geol. sb. 12, 2, p. 203—260, (Bratislava).
- Kollárová-Andrusovová, V. 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. sb. 18, 2, p. 267—275 (Bratislava).
- Kozur, H. — Mostler, H. 1972: Die Bedeutung der Conodonten für die stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. 21, 2, p. 777—810 (Innsbruck).
- Kozur, H. 1973: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, 3, 1, p. 1—30 (Innsbruck).
- Kozur, H. 1974: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil. I. Freib. Forsch. Paläontologie, p. 139—197, (Leipzig).
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Die Bedeutung der Trias—Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, 3, 2, p. 1—15 (Innsbruck).
- Kozur, H. — Mock, R. 1974: Holothurien—Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. sb. 25, 1, p. 113—143, (Bratislava).
- Kozur, H. — Mock, R. 1974: Obergrenze der karnischen Dasycladaceen—Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). Věst. Ú. Ú. G. Praha, 49, p. 223—226, (Praha).
- Kuehn, O. 1962: Lexique stratigraphique international. Vol. I, Fasc. 8, Autriche, (Paris).
- Mock, R. 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. sb. 22, 2, p. 241—260, (Bratislava).
- Mock, R. 1974: Feinstratigraphische Untersuchungen in der Trias der Westkarpaten mit Hilfe von Conodonten. X. Congr. KBGA, Proceed., Sect. 1, p. 149—155, (Bratislava).
- Mock, R. 1975: Über Trias—Conodonten und einige Probleme der Trias—Stratigraphie der Westkarpaten. Min. slov. 7, 1—2, p. 27—34, (Spišská Nová Ves).
- Ott, E. 1972a: Die Kalkalgen—Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten—Chronologie. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 1, p. 81—115, (Stuttgart).
- Ott, E. 1972a: Zur Kalkalgen—Stratigraphie der Alpinen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Innsbruck, 21, p. 455—464, (Innsbruck).
- Ziegler, W. — Lindström, M. 1975: Forstschrittsbericht Conodonten. Paläont. Zeitschr., 49, 4, p. 565—598, (Stuttgart).

Habitus apatitu v granitoidných horninách Malých Karpát

(4 obr. v texte)

MARIAN DYDA*

Úvod

Pri petrografickom štúdiu hornín je vhodné venovať zvýšenú pozornosť aj ich akcesorickým minerálom. Zostáva však ešte stále otvorená otázka ich jednoduchého spracovania, ktoré by na základe číselných charakteristík daného súboru umožnilo porovnávať jednotlivé vzorky. Veľkosť, tvar a množstvo akcesórií, napr. apatitu a zirkónu, má nielen petrograficko-interpretatívny význam, ale aj dôležité miesto pri volení metodík ich ďalšieho štúdia. Tomu by malo predchádzať ozrejmienie ich základných morfológických črt. Číselné a grafické hodnotenie morfológie možno potom chápať ako jeden z prostriedkov korelácie študovaných hornín.

Práca sa pokúša zachytiť tie morfológické prvky apatitu malokarpatských granitoidov, ktoré by mali neskôr porovnávací význam.

Keďže prostredie rastu ovplyvňuje morfológiu kryštálov, možno očakávať morfológické rozdiely medzi apatitmi v rozdielne vytváraných horninách a využiť ich na petrografickú aplikáciu (P. J a k e š 1968).

Ak apatit vzniká v magmatickej etape ako jeden z prvých minerálov (B. M. Meliksetian 1968), magmatická kryštalizácia podmieňuje jeho rovnomerné rozptýlenie, vzájomný kontakt s minerálmi tejto etapy, ako aj jeho morfológické vystupovanie. Z. V. Vasiljeva (1968) predpokladá, že habitus akcesorického apatitu odráža predovšetkým termodynamické podmienky panujúce za jeho vzniku. I. Kostov (1968) zase dáva do súvislosti formu kryštálov apatitu s rýchlosťou kryštalizácie. D. R. Simpson (1968) pripúšťa kryštalomorfologické zmeny závislé od pH pomerov pri kryštalizácii a P. J. Wyllie et al. (1962) pokladajú apatit za minerál umožňujúci poznanie tlakových a teplotných pomerov pri tuhnutí magmatickej taveniny.

Uvedené pohľady na akcesorický apatit podmienili hodnotenie, v ktorom by sledovanie veľkosti a tvaru apatitu umožnilo zistiť prípadnú morfológickú rozdielnosť medzi apatitmi modranského a bratislavského masívu.

Metodický postup, ktorý by vyjadroval morfológické vlastnosti, prípadne aj množstvo, treba stanovovať s ohľadom na ciele štúdia. Po odobratí vzoriek z elúvia a ich spracovaní sa vyhneme lámaniu kryštálov mletím, ale zostávame vystavení vplyvu možnej modifikácie tvarov, nerovnomernej koncentrácie rozdielne veľkých jedincov a tiež nerovnomernému uvoľňovaniu apatitu z minerálov horniny, ktoré ho obsahujú. Pri spracovaní tzv. umelých šlichov je veľká pravdepodobnosť straty a lámania

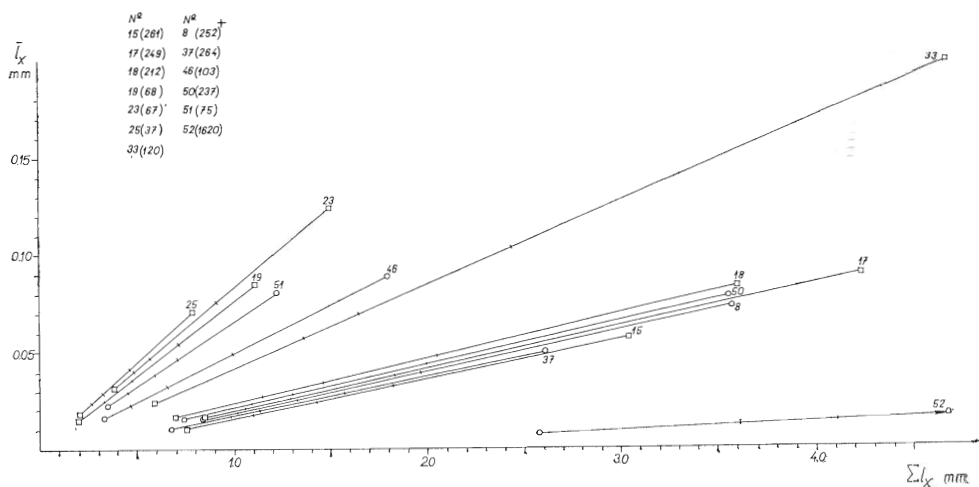
* RNDr. Marian Dyda, Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 886 25 Bratislava.

kryštálov v prípravných etapách. Pri separácii v ťažkých kvapalinách zostáva časť ešte uzatvorená v mineráloch ľahkej frakcie. Stanovenie miery jednotlivých chýb by si vyžadovalo dôsledný prístup k spomínaným metodikám a porovnávaniu ich výsledkov.

Autor si je vedomý toho, že mikroskopické zhodnocovanie základných morfológických črt vo výbruse horniny je zatažené zvolenou metodikou a má obmedzenú použiteľnosť. Možno však predpokladať, že chyby pri hodnotených vzorkách boli jednotného typu a apatity vzorky treba chápať ako číselný súbor získaný spomenutým spôsobom.

Výsledky a diskusia

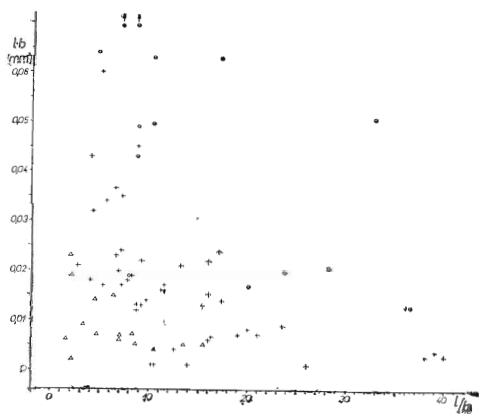
Za účelom porovnania sme sledovali rozmery, dĺžku a šírku apatitov granitoidných hornín Malých Karpát. Detailné hodnotenie dĺžky apatitov zhrnuté v obr. 1 neumožnilo vyčleniť dĺžkové typy pre bratislavský alebo modranský masív. Definuje však kryštály apatitu vo vzorke tým, že stanovuje najdlhšie, priemerné a najkratšie typy vystupujúce v konkrétnej hornine. Zároveň sa určujú dĺžkové rozdiely a ich veľkosť medzi kryštálmi apatitu vytvárajúcimi súbor vzorky, rovnako ako variabilnosť v ur-



Obr. 1. Grafické vyjadrenie dĺžky apatitu v granitoidných horninách Malých Karpát. (l_x — priemerná dĺžka meraných kryštálov, Σl_x — súčet dĺžok meraných kryštálov) Bod s menšou (väčšou) priemernou dĺžkou na obr. 1 je súčtom dĺžok (Σl_x) najkratších (najdlhších) kryštálov tvoriacich 20 % z celkového počtu meraní a ich priemernej dĺžky (l_x). Zvolené množstvo 20 % dostatočne zahŕňa počet kryštálov s najmenšími (najväčšími) dĺžkovými rozmermi. Z obrázku sa takto vyčítajú kvalitatívno-kvantitatívne charakteristiky akcesorického apatitu spracovanej vzorky. Pozri obr. 2.

Abb. 1. Graphische Darstellung der Apatitlänge in granitoiden Gesteinen der Kleinen Karpaten. l_x — durchschnittliche Länge der gemessenen Kristallen, Σl_x — Summe der Länge der gemessenen Kristallen.

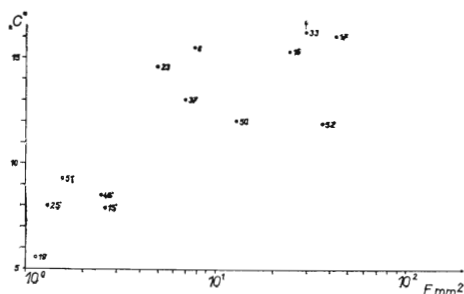
čítom dĺžkovom rozsahu, ktorá je typická pre študovaný súbor. Množstvo (číselné) apatitu nemusí vyjadrovať jeho skutočné objemové množstvo v hornine, ktoré sa udáva aj veľkosťou kryštálových jedincov.



Obr. 2. Zobrazenie veľkosti a tvaru každého zmeraného zrna akcesorického apatitu vo vzorke č. 51.

(d.š — súčin dĺžky a šírky, d/š — predĺženie; Najkratšie kryštály sú vyznačené Δ , najdlhšie $\circ$, ich spracovanie udáva body vzorky č. 51 na obr. 1). 4 cm².

Abb. 2. Darstellung der Größe und Form von jedes gemessenen Kristalls des akcesorischen Apatits in Probe Nr. 51. d.š — Produkt der Länge und Breite, d/š — Verlängerung.



Obr. 3. Vzťah množstva apatitu k Niggliho hodnote „c“ v granitoidných horninách Malých Karpát.

(Hodnota „c“ bola vypočítaná z originálnych chemických analýz. Pre vzorky č. 17, 19, 37, 50 bola prevzatá z práce J. Veselského (1970). F mm² — je súčin sumy dĺžok a širok apatitu vo vzorke).

Abb. 3. Verhältniss der Apatitmänge zur Nigglishen „c“. Werte in granitoiden Gesteinen des Malé Karpaty Gebirges.

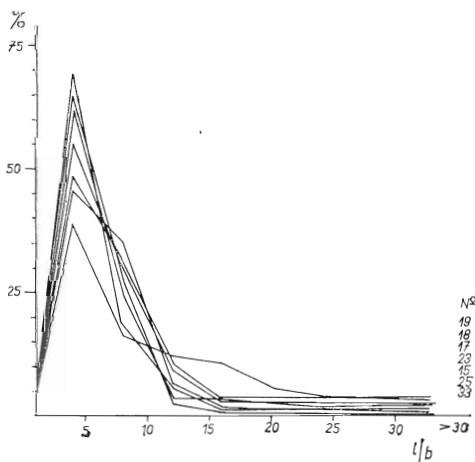
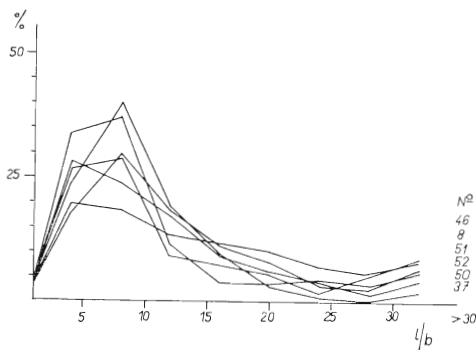


Abb. 4. Verlängerung des Apatits in granitoiden Gesteinen a) des Modraer, und b) Bratislavaer Massiv.



Obr. 4. Predĺženie apatitu v granitoidoch a) modranského a b) bratislavského masívu.

Zistené množstvo apatitu v jednotlivých vzorkách má k obsahu CaO v hornine zrejme užší vzťah. Pre vzorky s vyššou Niggliho hodnotou „c“ (vypočítanou z CaO) bol zistený aj zvýšený obsah akcesorického apatitu (obr. 3). Táto závislosť nie je jednoznačná. Dá sa tu však očakávať vzájomná spätosť apatitu s obsahom CaO, na ktorú upozorňujú vo svojich prácach D. E. Lee — C. W. Dodge (1964), K. G. Snetsinger (1967) a D. Hovorka (1968).

Výskyt predĺženia (dĺžka/šírka) akcesorického apatitu uvedený na obr. 4 dovoľuje postrehnúť morfológickú rozdielnosť medzi apatitmi modranského a bratislavského masívu. V bratislavskom masíve je pomerne častejšie väčšie predĺženie než v modranskom. Hodnota predĺženia nie je však s ohľadom na jej rozptýl v rámci študovanej vzorky jednotná a môže mať širší rozsah. Pri apatitoch z modranského masívu má však častejšie nižšie hodnoty (< 10), pritom v granitoidoch bratislavského masívu nie je hodnota predĺženia takto užšie vymedzená.

Z porovnania hodnotených dĺžok vychodí, že apatity s väčším predĺžením sú pravdepodobnejšie v bratislavskom masíve.

Medzi apatitmi modranského masívu sa našli jedince s pleochroickými jadrami (vzorka č. 18, 23, 25), ktoré opísali už M. Mišík (1955) a J. Veselský (1972). Farbiaci pigment týchto apatitov sa doteraz nepodarilo identifikovať a ani jednoznačne vysvetliť vznik týchto apatitov (G. Hoppe 1970). Pozornosť, ktorú na seba pútajú, vyplýva z ich významnosti pri hodnotení raných štádií vývoja ich materských hornín. Preto stanovisko niektorých autorov (G. Baker, 1941; V. V. Ljachovič, 1967; B. M. Meliksetian, 1968), ktorí predpokladajú, že apatity s pleochroickými jadrami sú ukazovateľmi znečistenia a hybridného vzniku hornín, upozorňuje na možnú odlišnú genézu spomenutých vzoriek hornín, v ktorých sa nenašli.

Povedľa týchto apatitov s pleochronickými jadrami, často narušených prítomnou sericitizáciou plagioklasov a chloritizáciou biotitu, vystupujú apatity, ktorých tvary nie sú ovplyvnené neskoršími procesmi premeny, a to v takom vzájomnom priestorovom vystupovaní (skupinový výskyt v kremeň), ktoré môže nadobudnúť genetický význam.

Záver

Morfológické vlastnosti súborov apatitu malokarpatských granitoidov poukazujú svojou početnosťou, tvarom a veľkosťou kryštálov na kvalitatívne rozdiely prostredia ich tvorby. Tieto rozdielnosti indikujú rýchlejšiu kryštalizáciu bratislavských granitoidov vytváraných v prostredí s iným vzťahom k magmatickej kontaminácii, na ktorú upozorňujú apatity s pleochroickými jadrami potvrdené v moranskom masíve.

Lokalizácia vzoriek

Modranský masív (vzorky č. 15, 17, 18, 19, 23, 25, 33) tvorí severovýchodnú časť granitoidného jadra Malých Karpát. Od juhozápadnejšieho, bratislavského masívu (vzorky č. 8, 37, 46, 50, 51, 52) ho oddeľujú kryštalické bridlice pezensko-perneckého kryštalinika.

Modranský masív

Vz. č. 15/63 JV. Metazomatický granit. Píla, Pailanská dolina 250 m na juh od Bielej skaly, kóta 561,2.

Vz. č. 17/63 JV. Stredno- až hrubozrnný albitit. Píla, Pailanská dolina, na západ od hájovne, 350 m na severozápad od kóty 538.

- Vz. č. 18/63 JV. Autometamorfný kremenný granodiorit. Píla, údolie Kamenného potoka, kóta 435,5.
 Vz. č. 19/63 JV. Leukokratný granit. Píla, v doline Kamenného potoka, 300 m na juhozápad od hájovne Horná Píla.
 Vz. č. 23/63 JV. Strednozrnný biotitický granodiorit. Harmónia, lom v údolí Žliabok, kóta 467,7.
 Vz. č. 25/63 JV. Strednozrnný biotitický granodiorit. Harmónia, dolina Kamenného potoka.
 Vz. č. 33/63 JV. Diorit. Cajla, Cajlanská dolina, 2 km na sever od Rybníčka.

Bratislavský masív

- Vz. č. 8/63 JV. Jemnozrnný kremenný dvojsľudový granodiorit. Bratislava, Železná Studnička, údolie potoka Bystrica.
 Vz. č. 37/63 JV. Dvojsľudový kremitý granodiorit. Jur pri Bratislave, na severnom okraji Neštichu, svah pod hradom.
 Vz. č. 46/63 JV. Jemnozrnný kremenný dvojsľudový granodiorit. Cesta Karlova Ves — Devín, starý lom, kóta 146.
 Vz. č. 50/63 JV. Jemnozrnný granit. Cesta Karlova Ves — Devín, kameňolom za kótou 56,3.
 Vz. č. 51/63 JV. Strednozrnný kremenný dvojsľudový granodiorit. Cesta Karlova Ves — Devín, lom pri kaplnke.
 Vz. č. 52/63 JV. Jemnozrnný kremenný dvojsľudový granodiorit. Bratislava, Rössle-rov lom.

Doručené 10. XII. 1975
Odporučil D. Hovorka

LITERATÚRA

- Baker, G. 1941: Apatite crystals with colored cores in Victorian granitic rocks. Amer. Mineralogist, 26, p. 382—390.
 Hoppe, G. 1970: Zum Problem der pigmentierten akzessorischen Apatite. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. 15, s. 33—54.
 Hovorka, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribča. Acta geol. et geogr. Univ. Comen, 13, s. 165—189.
 Jakeš, P. 1967: The habit of apatite as a petrological guide. Acta Univ. Carol. Geol., 3, s. 189—193.
 Kostov, I. 1968: Mineralogy. Edinburgh — London, Oliver and Boyd.
 Lee, D. E. — Dodge, C. W. 1964: Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. Amer. Mineralogist, 49, p. 1660—1669.
 Liachovič, V. V. 1967: Akcesornyje mineraly v granitoidoch Sovetskogo Sojuza. Moskva, Nauka.
 Meliksetian, B. M. 1968: Zakonomernosti raspredelenia akcesornych mineralov v granitoidach megrinskogo plutona. In: Akces. min. izv. porod., Moskva, Nauka, s. 95—108.
 Mišík, M. 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov, Geol. zbor., 6, s. 161—174.
 Simpson, D. R. 1968: Substitution in apatite: I. Potassium-bearing apatite. Amer. Mineralogist, 53, p. 432—444.
 Snetsinger, K. G. 1967: Accessory minerals in some Sierra Nevada granitic rocks as a function of calcium content. Amer. Mineralogist, 52, p. 832—842.
 Vasilejeva, Z. V. 1968: Mineralogičeskije osobnosti i chemičeskij sostav apatita. In: Apatity, Moskva, Nauka, s. 31—55.

- Veselský, J. 1970: Geochémia a mineralógia akcesorických minerálov granitoidných hornín Malých Karpát. Katedra geochémie PF UK, Bratislava.
- Veselský, J. 1973: Akzessorische Minerale granitoider Gesteine der Kleinen Karpaten, Geol. zbor., 23, s. 115—131.
- Wyllie, P. J. — Cox, K. K. — Biggar, G. M. 1962: The habit of apatite synthetic systems and igneous rocks. Journ. Petrol., 3, p. 238—243.

Habitus des Apatites in granitoiden Gesteinen der Kleinen Karpaten

MARIAN DYDA

Durch Vermittlung der mikroskopischen Beobachtung der Dünnschliffen wurden die morphologische Eigenschaften der Scharen der akzessorischen Apatiten in granitoiden Gesteine von Kleinen Karpaten festgelegt. Die detaillierte Bearbeitung der Länge der Apatiten (Abb. 1.) definiert die längsten, mittelmässigen und kürzesten Typen der Apatiten im Gesteine, weiter Längeunterschiede und Variabilität im Längenausmass, die typisch sind für die Probe. Das Vorkommen des Länge zum Breitenverhältnis zeigt (Abb. 4.) schnellere Kristallisation der Gesteinen des Bratislava-Massivs an, welche in einer anderen Beziehung zu der magmatischen Kontamination gebildet wurden, worauf die Apatiten mit pleochroischen Kernen im Modra-Massiv hinweisen.

MINERALIA SLOVACA, roč. 8, č. 5 (35)

Vydal: Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6
 Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v auguste 1976, vytlačené v decembri 1976, 9,04 AH, 9,12 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1976

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

