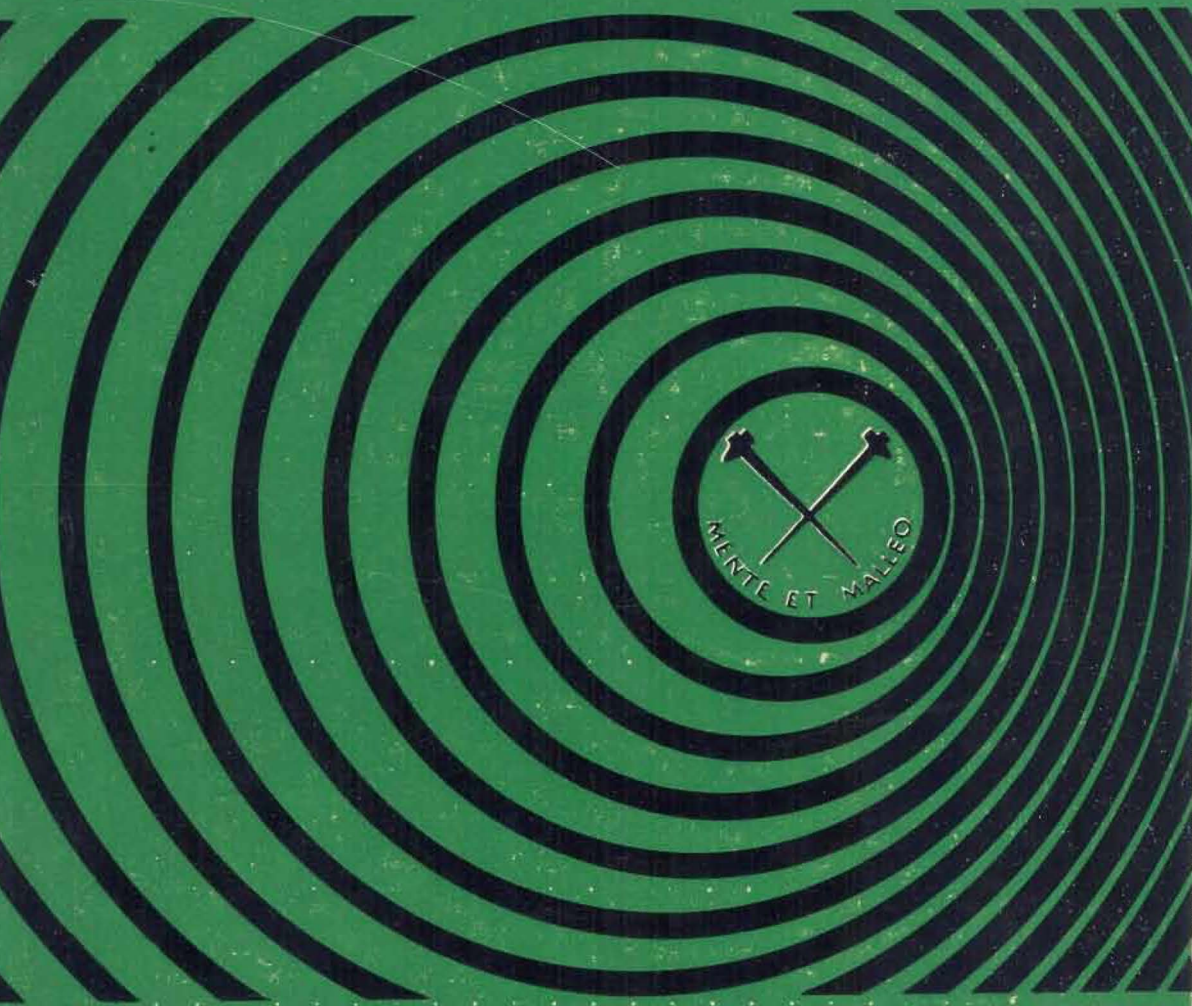
MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 7 • ČÍSLO 1-2

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1975

MINERALIA SLOVACA

roč. 7 (1975) — č. 1—2

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan SARÍK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

Jakub Kamenický: Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín 1
Ladislav Kamenický: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch — Distribution and genesis of Mesozoic and Cenozoic Magmatism in the West Carpathians 13
Rudolf Mock: Über Trias-Conodenten und einige Probleme der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten — O triasových konodontoch a niektorých problémoch stratigrafie triasu Západných Karpát 27
Imrich Varga: Petrochemická a petrometelogenetická charakteristika gemeridných žúl — Petrochemical and petrometallogenic properties of the Gemerides granite 35
Lýdia Drnzíková — Katarína Mandáková — Eduard Drnzík — Ján Baran: Kritériá cínonosnosti a metalogenetickej špecializácie niektorých typov granitov Spišsko-gemerského rudohoria 53
Miroslav Filo: Výsledky smerovej analýzy magnetických a geologických máp Spišsko-gemerského rudohoria — Result of trend analysis of magnetic and geological maps of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 61
Рудольф Габчо — Альбин Клинец: Краткое сообщение к геологическому строению каледонской и герцинской зоны в северной Монголии — Príspevok k poznaniu geológie územia na styku kaledónskej a hercýnskej zóny v severnom Mongolsku 71

SPRÁVY

Eduard Drnzík: Koncentrácie kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka a možnosti ich vyhľadávania v okolí hnilecких granitov — Concentrations of cassiterite in the alluvium of the Medvedí potok brook and possibilities of their prospection in the surroundings of the Hnilec granites 83
Ján Greguš: Ťažké minerály z terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny — Heavy minerals from Tertiary sediments of the Breznianska kotlina (Brezno basin) 91
Michal Korim: Poznámky k antimonitovému zrudneniu na Kremnickom Sturci 99
Anton Mihálik — Vlastimil Konečný — Ján Valach: Výskyt pyrofylitu v hydrotermálne premenených neovulkanitoch Javoria (Stredné Slovensko) — Occurence of phyrophyllite in hydrothermally altered neovolcanics of the Javorie Mts. 105

MINERALIA SLOVACA

Vol. 7
(1975)
No 1—2
1—144

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological society and of Slovak geological-research organizations

NÁVRH IUGS NA KLASIFIKÁCIU A NOMENKLATÚRU PLUTONICKÝCH HORNÍN*

(5 obr. a 2 tab. v texte)

Už dávnejšie pociťujeme potrebu dohodnúť a vypracovať jednoduchý a racionálny systém pomenovania a klasifikácie eruptívnych hornín, ktorý by používali geológovia celého sveta. Dorozumievanie a jednotné chápanie hornín nateraz sťažuje existencia rozličných klasifikačných systémov a množstvo ekvivalentných alebo prekrývajúcich sa názvov. Rozliční autori používajú rozličné systémy nomenklatúry a rovnakým horninám sa často dávajú rozličné mená, a to nielen v rozličných krajinách, ale často i v jednom štáte. Tak je to často aj u nás v Československu. Okrem toho sa vymyslelo priveľa názvov hornín; mnohé z nich by sme mohli z geologickej praxe vynechať.

Tento nedostatok odstraňuje nový návrh na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín (s výnimkou charnokitických hornín), ktorú schválila subkomisia petrologickej komisie IUGS (The International Union of Geological Sciences) na svojom zasadaní v Montreale v auguste 1972.

Subkomisia IUGS pre systematiku eruptívnych hornín, ktorá bola zriadená pri príležitosti XXIV. zasadania Medzinárodného geologického kongresu v Montreale (predtým pracovala ako subkomitét asi od apríla 1970), sa skladá z popredných odborníkov najvyspelejších štátov rozličných častí sveta, ktorí sa dohodli na jednotnej nomenklatúre. Je preto oprávnený predpoklad, že sa navrhovaná klasifikácia uplatní v celosvetovom meradle.

Subkomisia z iniciatívy svojho predsedu vypracovala návrh klasifikácie, ktorý sa opiera najmä o práce prof. A. Streckeisena (plutonické horniny) a o návrhy E. D. Jacksona v oblasti klasifikácie bázických a ultrabázických hornín.

Subkomisia IUGS predbežne schválila len základné princípy nomenklatúry a klasifikácie plutonických hornín; na podrobnej charakteristike navrhovanej klasifikácie subkomisia ešte len pracuje. Ďalšie svoje úsilie zameria na vypracovanie nomenklatúry a klasifikácie výlevných, žilných a nakoniec i metamorfovaných hornín.

---

* Návrh prerokovala redakčná rada časopisu Mineralia slovaca a odporúčala ho používať v praxi a v odborných publikáciách. Zaviesť túto klasifikáciu v ČSSR je veľmi vhodné, pretože ju prijali v ZSSR, v USA a v ďalších krajinách, ktoré majú bohatú geologickú tradíciu.

Návrh na jednotný systém nomenklatúry a klasifikácie plutonických hornín uverejnila subkomisia IUGS v Neues Jahrbuch für Mineralogie, Jg. 1973, H—4, s. 149—164. Je veľmi jednoduchý, racionálny, a preto ho i s prihliadnutím na potrebu jednotnej celosvetovej nomenklatúry odporúčam slovenským čitateľom na použitie.

Princípy klasifikácie

Pri vypracovaní nového systému sa subkomisia riadila nasledujúcimi úvahami:

1. Pod eruptívnymi horninami, ako to vyplýva už z ich názvu, rozumieme masívne horniny „Massige Gesteine" v zmysle H. Rosenbuscha alebo eruptívne a eruptívnym horninám príbuzné horniny („igneous and igneouslooking roks") v zmysle anglo-saských autorov, a to bez ohľadu na ich genézu.

2. Pod plutonickými horninami rozumieme horniny s faneritickou štruktúrou (súborné označenie holokryštalických štruktúr, ktorých súčiastky majú makroskopické rozmery), pri ktorých predpokladáme, že kryštalizovali vo väčších hĺbkach.

3. Plutonické horniny sa klasifikujú a pomenúvajú podľa svojho skutočného minerálneho zloženia (vyjadreného v objemových percentách).[1]

4. Aby navrhovaná jednotná klasifikácia našla všeobecné uplatnenie, musí splniť nasledujúce požiadavky:

a) musí súhlasiť s prirodzenými pomermi; napr. centrá distribúcie (projekčných bodov) rozličných horninových skupín by mali padať do stredu, a nie na okraje príslušných polí klasifikačného diagramu. Táto požiadavka sa v tomto systéme splnila,

b) má ju akceptovať väčšina geológov a musí sa podľa možnosti pridržiavať historických tradícií,

c) má byť jednoduchá a ľahko použiteľná. Aj táto požiadavka sa v novom systéme splnila.

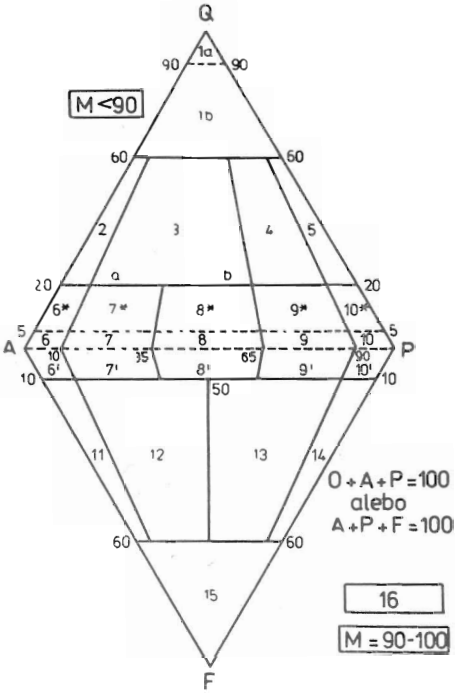
5. Navrhovaná klasifikácia je kvantitatívne minerálna. Ako hlavné kritériá klasifikačného systému sa použili nasledujúce minerály a minerálne skupiny:

Q — kremeň
A — alkalické živce (ortoklas, mikroklín, pertit, anortoklas, albit A_{00-05});
P — plagioklasy An_{05-100}, skapolit;
F — zástupcovia živcov čiže foidy (leucit, pseudoleucit, nefelín, sodalit, nosean, hauyn, kankrinit, analcim atď.);
M — mafické a príbuzné minerály (sľudy, amfiboly, pyroxény, olivín, opaktné minerály, akcesórie (zirkón, apatit, titanit atď.), epidot, allanit, granáty, melilit, monticellit, primárne karbonáty atď.).

6. Horniny s M < 90 % sa najprv klasifikujú podľa svojich svetlých minerálov; horniny s M = 90—100 % podľa svojich mafických minerálov.

7. Horniny s menším M ako 90 % sa klasifikujú a pomenúvajú podľa svojej pozície v dvojtrojuholníku QAPF; svetlé komponenty sú prepočítané na základ 100 (napr. Q + A + P = 100, alebo A + P + F = 100). Dohodnuté hranice jednotlivých polí sú znázornené na obr. 1. Mená hornín istých polí diagramu

[1] Pod skutočným zložením rozumieme percentuálne zastúpenie primárnych minerálov. Preto sekundárne minerály, ako je sericit, chlorit ap. pri zaraďovaní horniny do systému pripočítame k primárnym minerálom, napr. sericit k živcom, chlorit k biotitu ap.



◄ Obr. 1. Všeobecná klasifikácia a nomenklatúra plutonických hornín podľa minerálneho obsahu (vyjadreného v objemových percentách)

Minerály a minerálne skupiny

Q kremeň
A alkalické živce (ortoklas, mikroklín, pertit, anortoklas, albit An_{00-05})
P plagioklas An_{05-100}, skapolit
F zástupcovia živcov čiže foidy (leucit a pseudoleucit; nefelín, sodalit, nosean, hauyn, kankrinit, analcim ap.)
M mafické a príbuzné minerály (muskovit, biotit, amfiboly, pyroxény, olivín, opaktné minerály, akcesórie [zirkón, apatit, titanit ap.], epidot, allanit, granáty, melilit, monticellit, primárne karbonáty a pod.)

1a kvarcolit[1] (silexit)
1b granitoidy bohaté na kremeň
2 alkalický granit[2]
3 granit
4 granodiorit
5 tonalit
6* alkalický kremenný syenit
7* kremenný syenit[3]
8* kremenný monzonit
9* kremenný monzodiorit (kremenné monzogabro)
10* kremenný diorit (kremenné gabro) kremenný anortozit
6 alkalický syenit
7 syenit
8 monzonit
9 monzodiorit (monzogabro)
10 diorit (gabro) anortozit
6′ alkalický syenit s foidom[4]
7′ syenit s foidom
8′ monzonit s foidom
9′ monzodiorit s foidom (monzogabro s foidom)
10′ diorit s foidom (gabro s foidom)
11 foidický syenit[5]
12 foidický monzosyenit (syn. foidický plagisyenit)
13 foidický monzodiorit (foidické monzogabro (obidvoch syn. essexit)
14 foidický diorit (foidické gabro (syn. theralit)
15 foidolit
16 ultramafické horniny (ultramafity)

---

[1] Za anglický termín „Quartzolit" mohli by sme použiť výraz kremeňolit alebo analogický kvarcitu kvarcolit. Výraz kvarcolit pokladám za správnejší, lebo je analógiou medzinárodného termínu.

[2] Odporúčam v odbornej literatúre používať výraz granit namiesto slovenského výrazu žula. Znie to logickejšie, keď hovoríme o sérii granit — granodiorit — diorit, ako keď hovoríme žula — granodiorit — diorit. Navyše zostávame na pozíciách internacionálnej terminológie.

[3] V slovenskej literatúre doteraz používané označenia kremitý syenit, kremitý porfýr ap. Pri použití minerálnej klasifikácie je to nesprávny postup. Slovo kremitý je odvodené od kyseliny kremičitej, vyjadruje chemickú a nie minerálnu povahu. Okrem toho v novej klasifikácii máme „na kremeň bohaté granitoidy", a nie „na kremík bohaté", a preto odporúčame použiť názov kremenný porfýr ap.

QAPF sú základné názvy väčších horninových skupín; na vyjadrenie špecifického názvu istých hornín sa použili doplňajúce diagramy.

Granitoidy a príbuzné horniny

Základná klasifikácia je znázornená na obr. 1. Doplňujúce tab. 5 znázorňujú nomenklatúru podľa farebného indexu, a to hlavne použitím predpony leuko- a mela-.

Poznámky k rozličným poliam:

Termín granit sa použil pri plutonických horninách, ktorých projekčné body padajú do poľa 3. Na podrobnejšie členenie granitov mohli by sme použiť špeciálne názvy, vyplývajúce z pozície subpoľa 3a a 3b, napr. mohli by sme ich označiť názvami granit A, alebo granit B, alebo α-granit a β-granit, alebo syenogranit a monzogranit a pod. Takéto označovanie pokladám však za zbytočné. Pritom je potrebné zdôrazniť, že najviac sú rozšírené granity, ktoré padajú blízko centra trojuholníka QAP, do subpoľa 3b.

Pre pole 2, ktoré obsahuje granity s prevahou alkalických živcov, sa navrhuje základný názov alkalický granit. Špecifické mená by mali označovať povahu prítomných alkalických živcov; napr. albitický granit, ortoklas — albitický granit a pod. Termín alkalický granit navrhujeme pri horninách, ktoré obsahujú alkalický amfibol alebo alkalický pyroxén. Rovnaké zásady platia aj pri horninách polí 6[+], 6 a 6′. Termín alaskit by sa mohol použiť pri svetlých alkalicko-živcových granitoch (M = 00—10) v zmysle jeho pôvodnej definície.

Termín tonalit poľa 5 sa používa bez ohľadu na prítomnosť alebo neprítomnosť obyčajného amfibolu. Normálny tonalit obsahuje obidva komponenty, biotit aj amfibol. Termín trondhjemit (syn. plagiogranit) by sa mohol použiť pri svetlých tonalitoch (M = 00—10), ktoré obsahujú oligoklas alebo andezín.

Pri horninách zložených takmer len z kremeňa (pole 1a) sa navrhuje termín kvarcolit (silexit). Termín silexit je menej vhodný, lebo silex vo francúzskom jazyku znamená kremeň a silexit rohovce.

Kvarcolit sa navrhuje pri všetkých horninách, ktoré sú zložené len z kremeňa, alebo takmer len z kremeňa, eruptívneho alebo takmer eruptívneho pôvodu, ktoré vystupujú ako dajky a segregačné látky ap.

Alkalické horniny

K alkalickým horninám patria horniny, ktoré obsahujú zástupcov živcov alebo alkalické pyroxény alebo alkalické amfiboly.

Termín alkalický sa používa na označenie prítomnosti alkalických pyroxénov alebo alkalických amfibolov, ktoré boli opísané pod alkalickými granitmi, alkalicko-kremennými syenitmi a alkalickými syenitmi.

Poznámky zo str. č. 3

[4] Horninové skupiny 6′—10′ s obsahom foidov do 10 % môžeme označovať „foid" obsahujúci (z angl. „Foid — bearing") alkalicko-živcový syenit a pod., alebo, čo z jazykového hľadiska je ešte správnejšie, alkalický syenit s foidom.

[5] Horniny polí 11—14 s obsahom foidov od 10—60 % je najsprávnejšie označovať „foidický", napr. foidický syenit ap.

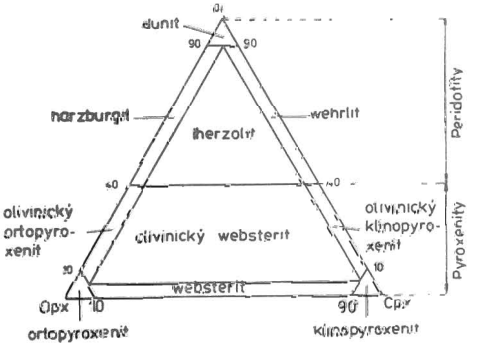
Felšpatoidné horniny sú znázornené v trojuholníku APF, obr. 1. Ani tento diagram nezobrazuje všetky kritériá potrebné na pomenovanie týchto hornín. K tomuto diagramu sú potrebné ďalšie kritériá, ako napr. povaha zástupcov živcov, povaha mafických minerálov, farebný index (tab. 5a, 5b) a predovšetkým ich štruktúrne vzťahy.

Termín foidický syenit zaberajúci pole 11 je len základný názov. Špecifické mená foidických syenitov budú vyjadrovať povahu foidov; napr. nefelinický syenit, nefelinicko-kankrinický syenit, egirinicko-nefelinický syenit, pseudoleucitický syenit a pod. Táto poznámka sa týka aj polí 12—15.

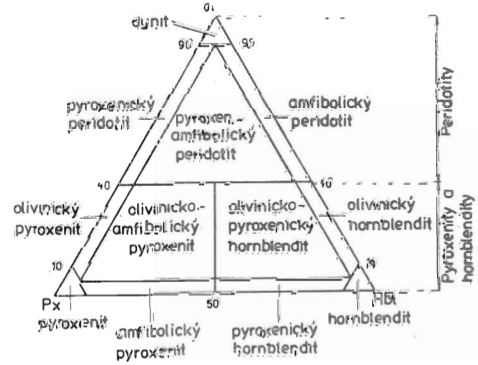
Termíny foidický monzosyenit alebo foidický plagisyenit poľa 12 sa navrhujú ako základné názvy.

Pre horniny poľa 13 sa termíny foidický monzodiorit a foidické monzogabro takisto použili ako základné názvy. Namiesto nich by sa prípadne mohol použiť

Klasifikácia a nomenklatúra ultramafických hornín.
Ol + Opx + Cpx + Hbl (+ Bi + Gr + Sp) ≥ 95 %; opaktné minerály ≤ 5 %



Obr. 2a. Ultramafické horniny zložené z olivínu, ortopyroxénu a klinopyroxénu



Obr. 2b. Ultramafické horniny s obsahom amfibolu

Poznámka: Karpatské granitoidy sa doteraz členili iba na tektonickom princípe (synkinematické, pozdno- až postkinematické), ako aj na základe svojich petrografických a genetických osobitostí (intruzívne, autometamorfné, palingénne a pod.). Podľa týchto osobitostí sa im dávali rozličné mená (granit typu Sihly, granit typu Hrončok ap.). Doteraz chýbajú presné minerálne klasifikácie, ktoré bude potrebné urobiť už podľa novej klasifikácie.

termín essexit; essexit obyčajne obsahuje andezín alebo labradorit. Foidický monzodiorit obsahuje plagioklasy do An_{50} a foidické monzogabro plagioklasy nad An_{50}.

Pri horninách poľa 14 sú základné názvy foidický diorit a foidické gabro. Vzhľadom na časté používanie názvu nefelinické gabro mohli by sme použiť termín teralit.

Základný názov pre horniny poľa 15 je foidolit. Špeciálne názvy foidolitov budú odzrkadľovať povahu foidov, mafických minerálov a farebného indexu.

Ultramafické a gabroidné horniny

Ultramafické a gabroidné horniny zložené z olivínu, ortopyroxénov a klinopyroxénov budú sa klasifikovať a pomenúvať podľa obr. 2a. Ultramafické horniny s amfibolom sú znázornené na obr. 2b.

Granát sa indikuje takto:

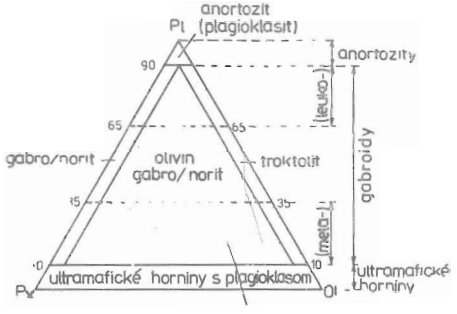
granát ≦ 5 %: peridotit s granátom ap.

granát > 5 %: granátický peridotit ap.

Tým istým spôsobom sa v názve horniny uplatňuje aj spinel.

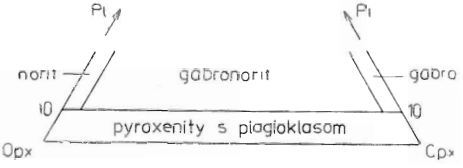
Gabroidné horniny zložené z plagioklasu, pyroxénu a olivínu sa klasifikujú a nazývajú podľa obr. 3a a 3b, pozri aj obr. 4a—c. Gabroidné horniny, ktoré obsahujú ortopyroxén a klinopyroxén (každého viac ako 5 %), sa nazývajú gabronority. Gabroidné horniny s amfibolom sú znázornené na obr. 3c. Amfibolické gabro sa skladá prevažne z plagioklasu a amfibolu (obsah pyroxénov je menší ako 5 %). Granát a spinel sa v názve horniny uplatňujú rovnakým spôsobom ako pri ultramafických horninách.

Gabroidné horniny s obsahom plagioklasu 35—65 % sa pokladajú za normálne. Horniny, ktoré obsahujú viac ako 65 % plagioklasu, sa nazývajú leukogabrá, kým gabrá, ktoré obsahujú plagioklasu pod 35 %, sa nazývajú melagabrá.



Klasifikácia a nomenklatúra gabroidných hornín
Pl + Opx + Cpx + Ol + Hbl
Pl + Opx + Cpx + Ol + Hbl (+ Bi + Gr + Sp) ≧ 95 %;
Opaktné minerály ≦ 5 %.

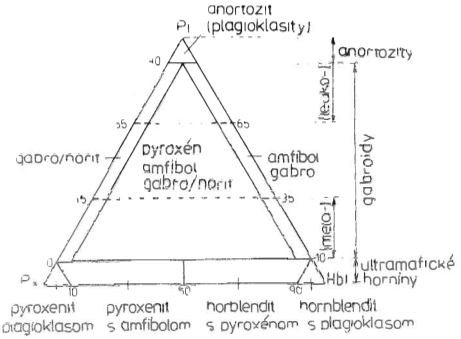
Obr. 3a. Gabroidné horniny zložené z plagioklasu, pyroxénu a olivínu



Obr. 3b. Subčlenenie gabroidných hornín na gabro, gabronorit a norit

Bežné anortozity (plagioklasity) obyčajne obsahujú labradorit alebo andezín, ale niektoré obsahujú aj bytownit alebo oligoklas. Hornina, ktorá obsahuje andezín alebo oligoklas, môže sa prípadne nazývať andezinit alebo oligoklasit.

Na rozlíšenie dioritu a gabra sa môžu použiť rozličné kritériá: zloženie plagioklasov, povaha mafických minerálov, paragenetické vzťahy, ale nie farebný index (S t r e c k e i s e n 1967, str. 171). Hlavným kritériom je však zloženie plagioklasov.



Obr. 3c. Gabroidné horniny, ktoré obsahujú amfibol

Typický diorit obsahuje oligoklas alebo andezín; jeho hlavným mafickým minerálom je amfibol alebo biotit, v niektorých prípadoch aj augit; olivín nie je v dioritoch bežný. Diority obyčajne asociujú s granodioritmi, tonalitmi a kremennými dioritmi alebo tvoria samostatné drobné telesá.

Typické gabro naproti tomu obsahuje labradorit alebo bytownit; klinopyroxén, ortopyroxén a olivín sú jeho hlavné mafické minerály. Gabroidné horniny asociujú s anortozitmi; tvoria drobné telesá a vystupujú s ofiolitmi v eugeosynklinálnych zónach orogenetických oblastí.

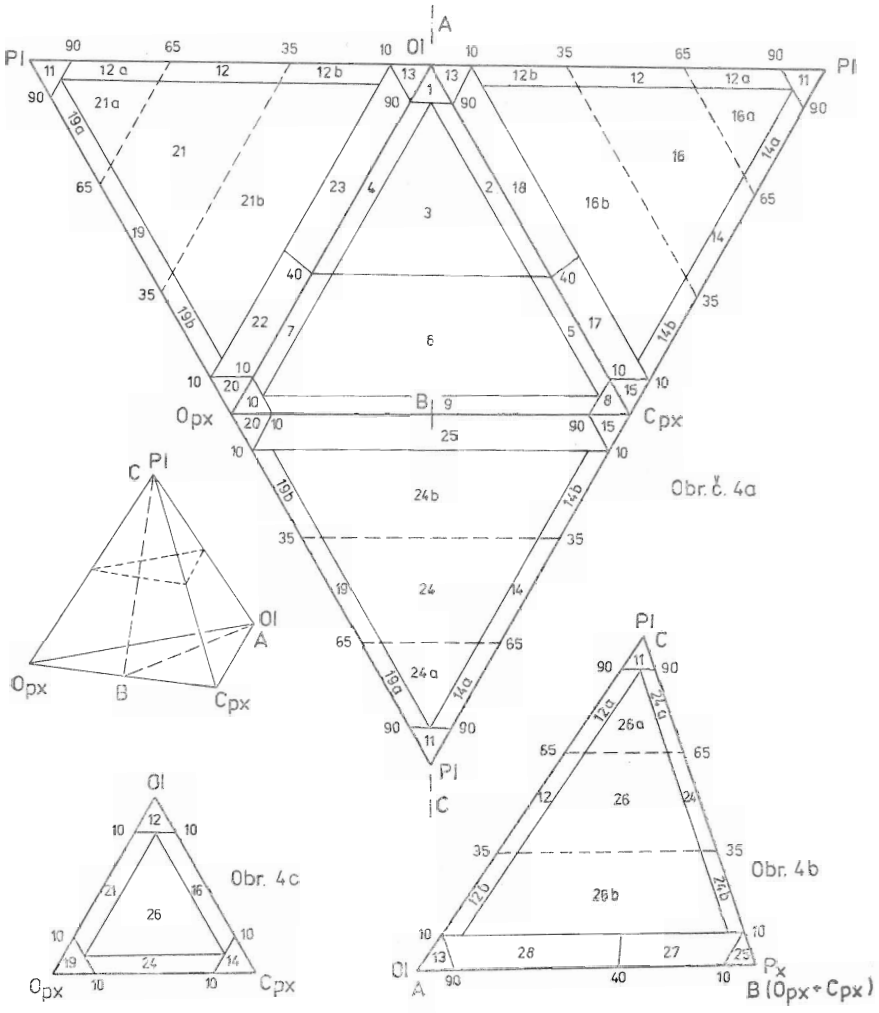
Charnokitické horniny

Subkomisia pre nomenklatúru a klasifikáciu pri IUGS nemôže ešte predložiť návrh na klasifikáciu charnokitických hornín; návrh na klasifikáciu týchto hornín sa predloží neskoršie. Charnokitické horniny sa skladajú hlavne z hornín obsahujúcich hyperstén trojuholníka QAP.

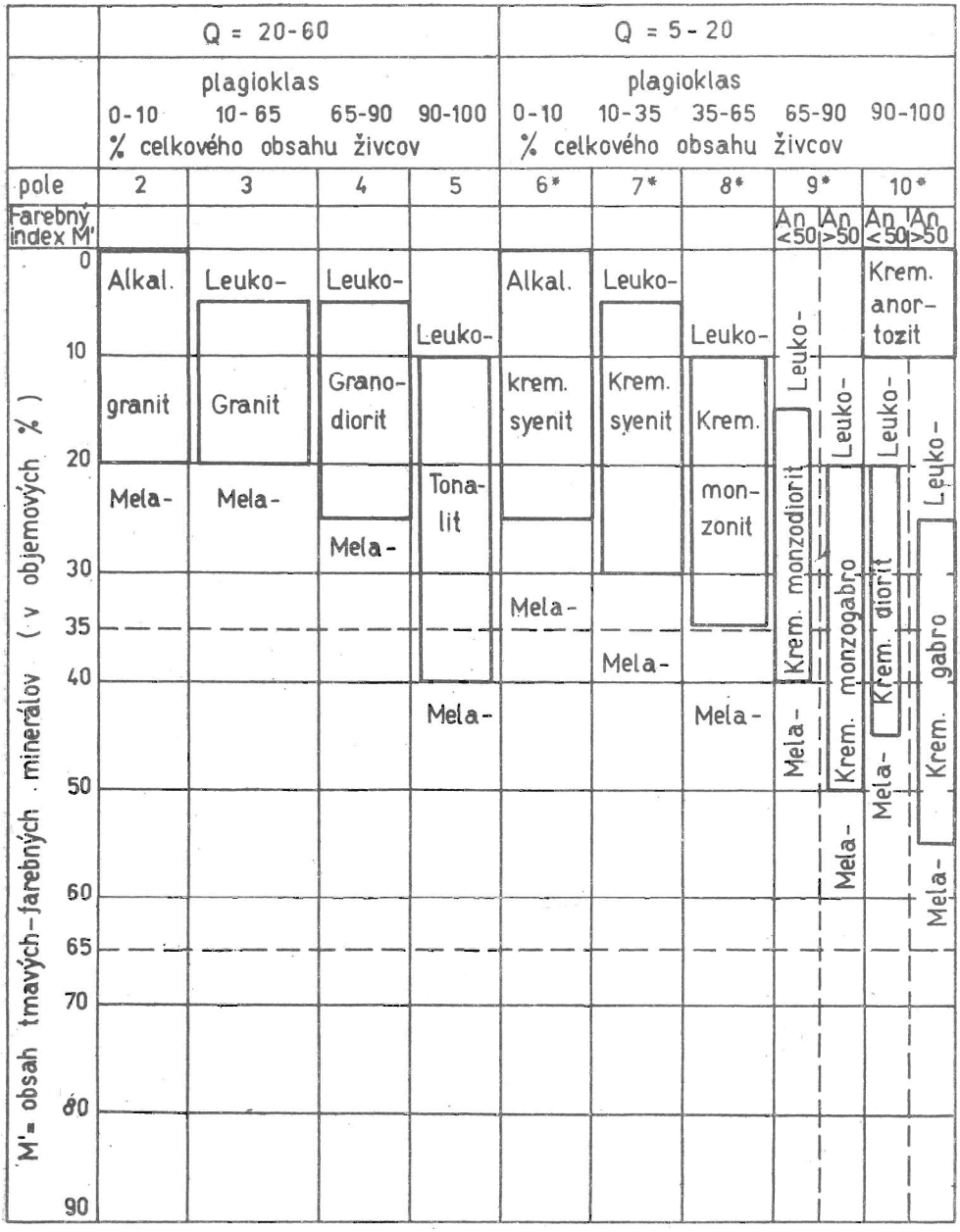
Farebný index

Subkomisia navrhuje používať predponu „mela-" a „leuko-" na označenie viac felzických, alebo viac mafických typov každej skupiny hornín v porovnaní s príslušnými normálnymi typmi.

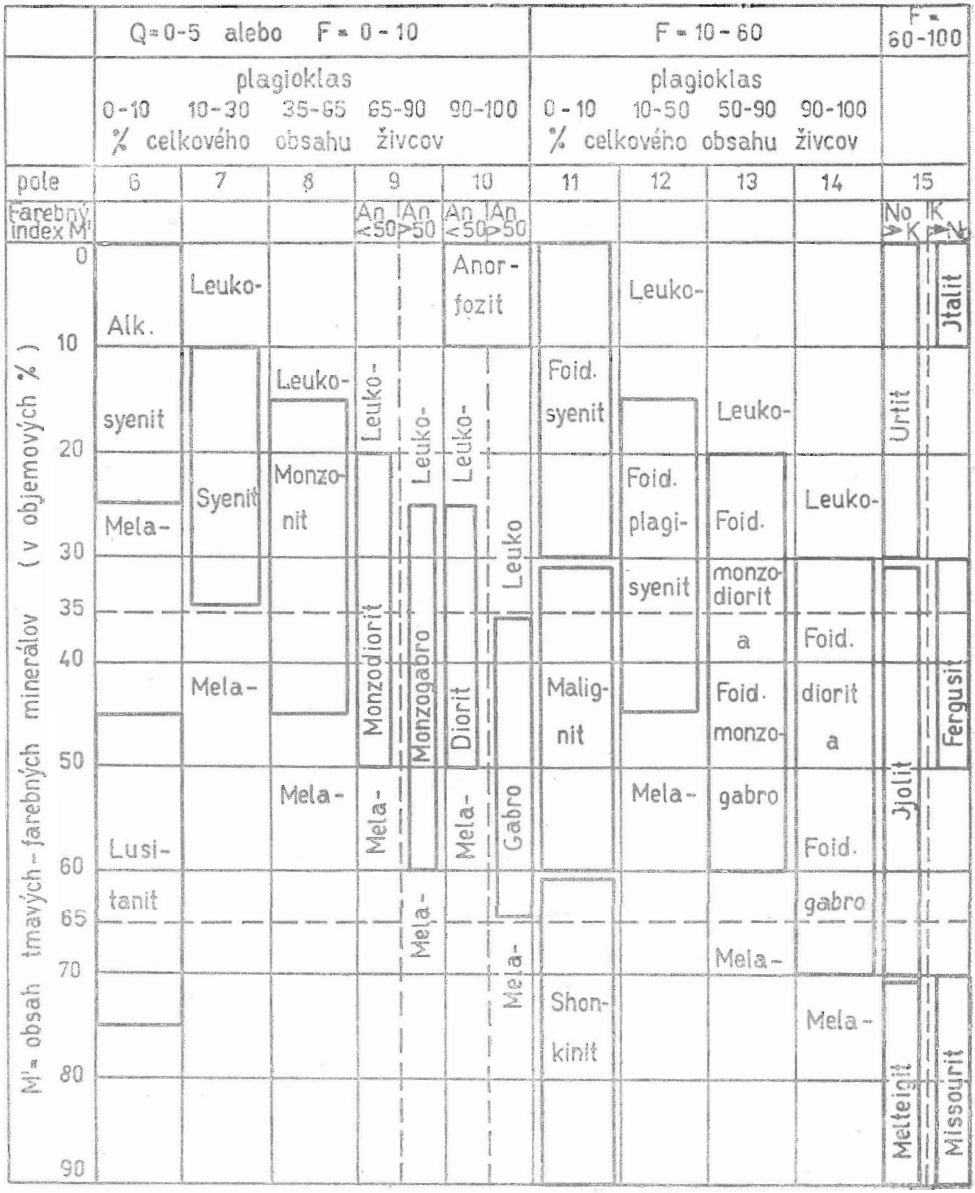
Tab. 5a a 5b vyjadrujú návrhy na použitie predpony leuko- a mela- typ pri každej horninovej skupine. Predpona leuko- a mela- predchádza základný názov; napr. biotitický leukogranit, amfibolicko-biotitický melagranodiorit, biotitický leukokremenný diorit, melaolivinické gabro, melanefelinický diorit, mela-



Obr. 4. Klasifikácia a nomenklatúra gabra a ultramafických hornín v teraedri plagioklas — ortopyroxén — klinopyroxén — olivín.
a) stena tetraédra, b) rez tetraédrom pozdĺž línie A — B — C, c) rez tetraédrom rovnobežný s bazálnou plochou Ol — Opx — Cpx pri 50 % obsahu plagioklasu (reprezentovanom obsahu plagioklasu 10—90 %).
1. Dunit; 2. Wehrlit; 3. Lherzolit; 4. Harzburgit; 5. Olivnický pyroxenit; 6. Olivnický websterit; 7. Olivnický ortopyroxenit; 8. Klinopyroxenit (diopsidit, diallagit); 9. Websterit; 10. Ortopyroxenit (enstatitit, bronzitit, hyperstenit); 11. Anortozit (plagioklasit); 12. Troktolit (a = leuko-, b = mela-); 13. Dunit s plagioklasom; 14. Gabro (a = leuko-, b = mela-); 15. Klinopyroxenit s plagioklasom; 16. Olivnické gabro (a = leuko-, b = mela-); 17. Olivnický klinopyroxenit s plagioklasom; 18. Wehrlit s plagioklasom; 19. Norit (a = leuko-, b = mela-); 20. Ortopyroxenit s plagioklasom; 21. Olivnický norit (a = leuko-, b = mela-); 22. Olivnický ortopyroxenit s plagioklasom; 23. Harzburgit s plagioklasom; 24. Gabronorit (a = leuko-, b = mela); 25. Websterit s plagioklasom; 26. Olivnický gabronorit (a = leuko-, b = mela-); 27. Olivnický websterit s plagioklasom; 28. Lherzolit s plagioklasom.



Tab. 5a. Obsah tmavých minerálov v rozličných skupinách hornín



Tab. 5b. Obsah tmavých minerálov rozličných horninových skupín

Kľúč na určovanie plutonických hornín

A. M < 90

I. Q = 60—100 % zo svetlých minerálov

a) Q = 90—100: (1a) kvarcolit

b) Q = 60—90: (1b) granitoidy bohaté na kremeň

II. Q = 20—60 % zo svetlých minerálov

a) Plag.: 00—10 % z celkového obsahu živcov: (2) alkalický granit

b) Plag.: 10—65 % z celkového obsahu živcov: (3) granit

c) Plag.: 65—90 % z celkového obsahu živcov: (4) granodiorit

d) Plag.: 90—100 % z celkového obsahu živcov: (5) tonalit
(trondhjemty sú leukotonality (M = 00—10), ktoré obsahujú oligoklas alebo andezín)

III. Q = 05—20 % zo svetlých minerálov

a) Plag.: 00—10 % z celkového obsahu živcov: (6+) alkalický kremenný syenit

b) Plag.: 10—35 % z celkového obsahu živcov: (7+) kremenný syenit

c) Plag.: 35—65 % z celkového obsahu živcov: (8+) kremenný monzoit

d) Plag.: 65—90 % z celkového obsahu živcov: (9+)
1. An < 50 kremenný monzodiorit
2. An > 50 kremenné monzogabro

e) Plag.: 90—100 % z celkového obsahu živcov: (10+)
1. An < 50 krem. diorit } krem. anortozit
2. An > 50 krem. gabro }

IV. Q = 00—05 % zo svetlých minerálov

a) Plag.: 00—10 % z celkového obsahu živcov: (6) alkalický syenit

b) Plag.: 10—35 % z celkového obsahu živcov: (7) syenit

c) Plag.: 35—65 % z celkového obsahu živcov: (8) monzonit

d) Plag.: 65—90 % z celkového obsahu živcov: (9)
1. An < 50 monzodiorit
2. An > 50 monzogabro

e) Plag.: 90—100 % z celkového obsahu živcov: (10)
1. An < 50 diorit } anor-
2. An > 50 gabro } tozit

V. F = 00—10 % zo svetlých minerálov

a) Plag.: 00—10 % z celkového obsahu živcov: (6′) alk. syenit s foidom

b) Plag.: 10—35 % z celkového obsahu živcov: (7′) syenit s foidom

c) Plag.: 45—65 % z celkového obsahu živcov: (8′) monzonit s foidom

d) Plag.: 65—90 % z celkového obsahu živcov: (9′)
1. An < 50 monzodiorit s foidom
2. An > 50 monzogabro s foidom

e) Plag.: 90—100 % z celkového obsahu živcov: (10′)
1. An < 50 diorit s foidom
2. An > 50 gabro s foidom

VI. F = 10—60 % zo svetlých minerálov

a) Plag.: 00—10 % z celkového obsahu živcov: (11) foidický syenit

b) Plag.: 10—50 % z celkového obsahu živcov: (12) foidický monzosyenit (foidický plagisyenit)

c) Plag.: 50—90 % z celkového obsahu živcov: (13)
1. An < 50 foidický monzodiorit } essexit
2. An > 50 foidické monzogabro }

d) Plag.: 90—100 % z celkového obsahu živcov: (14)
1. An < 50 foidický diorit
2. An > 50 foidické gabro (teralit)

VII. F = 60—100 % zo svetlých minerálov: (15) foidolity (pozri špeciálne tabuľky)

B. M = 90—100

ultramafické horniny (16) pozri špeciálne tabuľky

syenit obsahujúci nefelín a pod. Keďže sa muskovit, apatit, primárne karbonáty bežne pokladajú za felzické minerály, farebný index M' sa definuje takto:

M' = M — (muskovit, apatit, primárne karbonáty atď.).

Podľa farebného indexu sa horniny môžu všeobecne rozdeliť na leukokratné (M' = 0—35), mezokratné (M' = 35—65), melanokratné (M' = 65—90) a ultramafické horniny (M' = 90—100). Z toho vyplýva, že niektoré horniny sú už a priori leukokratné, iné medanokratné. Preto aj hranice pre leuko- a melatypy musia byť pri rozličných horninových skupinách rozličné.

Postavenie minerálov v názvoch hornín

Subkomisia odporúča, aby sa minerály zložených hornín zostavili v rade so stúpajúcim obsahom; napr. hojnejší minerál stojí bližšie k základnému názvu ako menej častý minerál, napr.: amfibolicko-biotitický granodiorit obsahuje viacej biotitu ako amfibolu.

Poďakovanie

Ďakujeme členom Jazykového ústavu Ľ. Štúra SAV, menovite prof. PhDr. J. Horeckému, DrSc., PhDr. I. Masárovi, CSc., a PhDr. E. Rísovej, za konzultácie pri tvorbe slovenskej terminológie a za jazykovú úpravu textu.

Doručené 19. IV. 1974
Odporučil A. Dudek

Jakub Kamenický

LITERATÚRA

Streckeisen, A. 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neu. Jb. Miner. Abh., 107, p. 144—240.

Streckeisen, A. 1973: Classification and Nomenklature of Plutonic Rocks Recommendations. Neu Jb. Mineral. Mh., H 4, p. 149—164.

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 13—26

ROZMIESTNENIE A GENÉZA MEZO- A KENOZOICKÉHO MAGMATIZMU V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

(4 obr. v texte)

LADISLAV KAMENICKÝ*

Dans le région des Karpates Occidentales, le Mésozoïque et le Kaenozoïque présentent seulement la dernière étape de l'évolution qui se passait déjà en présence de l'écorce de Sial formée au Précambrien et au Paléozoïque. Il est important que l'orogénèse varisque avait déjà le caractère alpin et c'est pourqoui les étapes suivantes de l'évolution présentent la régénération des processus géosynclinaux. Avec ces circonstances sont liés les traits particuliers de la sédimentation géosynclinale plus jeune, du magmatisme et de l'orogénèse. L'article apporte de nouvelles données sur évolution, caractère et génèse du magmatisme mésozoïque et kaenozoïque en présentant aussi les vues contemporaines sur son origine au point de vue de la tectonique des plaques.

V súlade s predpermským geologickým vývojom v karpatobalkánskom sektore, s predchádzajúcimi tektonickými štruktúrami tohto územia sa vyvíja sedimentačná mezozoická a potom aj mladšia panva a súbežne aj magmatizmus. Zárodky budúceho vývoja neoidného magmatizmu vidieť vlastne už v perme, pretože už v ňom možno pozorovať prvé náznaky vytvárania sa novej geosynklinály.

Vulkanizmus v perme má rozličný charakter. Lokálne, tam kde boli zárodky novej geosynklinály, má už bázický charakter, zatiaľ čo v iných oblastiach s kontinentálnou sedimentáciou je kyslý vulkanizmus často spätý so subvulkanickými a intruzívnymi ekvivalentmi. Súčasne je dôležité všimnúť si tú okolnosť, že prejavy permského vulkanizmu sú v celom priestore centrálnej Európy, a to od oblasti mesta Oslo až po j. časť dinaríd. Možno tiež pozorovať, že je v niektorých miestach silnejší a inde zas chýba. Tento fakt naznačuje, že vznik geosynklinál a rozmiestnenie tektoniky aktívnych oblastí sa neviažu na jednu vyhranenú zónu, ale naopak, vyskytujú sa vo viacerých zónach, ktoré sa vyznačujú mobilitou. Sú to zvyčajne zóny s líniami oslabenia sialu pripravenými v predchádzajúcich vývojových etapách. Tam, kde je neskoršie os mezozoickej geosynlinály, často vidieť morský vývin permu. Sedimenty sú zvyčajne pestré alebo karbonatické a často pozorujeme prechod sedimentov do spodného triasu alebo len náznak tektonického nepokoja vo faciálnych zmenách, bez zreteľných diskordancií.

* RNDr. Ladislav Kamenický, CSc., Geol. ústav SAV, ul. Obrancov mieru 41, 886 25 Bratislava.

Permský vulkanizmus dokazuje, že sialová kôra bola už vyvinutá, pretože silne zastúpený kyslý vulkanizmus možno lepšie vysvetliť palingenézou a diferenciáciou. Na druhej strane aj bázický vulkanizmus, majúci petrochemický trend k alkalickým magmám, svedčí o prastarej kôre. Typické bázické magmatity sú melafýry, ale miestami sú aj kyslejšie členy, ako napr. v severogemeridnej synklinále, kde vidieť porfyrity a kremité porfyrity.

V priestore Západných Karpát je niekoľko zón s melafýrovým, prípadne kyslým vulkanizmom kremitých porfýrov. Najsevernejšia, a teda aj najexternejšia zóna je v krakovskej monoklinále. Ekvivalenty sú aj v radomírskej zóne sv. marmarošského kryštalického masívu a aj v Predbalkáne a v Starej planine Bulharska.

Ďalšou zónou, ktorej ekvivalent je v Karpatoch skrytý, je zóna vulkanitov Českého masívu vo vnútrosudetskej a podkrkonošskej panve. Pokračovanie do Rumunska a Bulharska je menej preukázateľné, ale pravdepodobne je v dunajskom autochtóne a v bulharskom Stredohorí.

Najbližšia zóna je u nás známa v Západných Karpatoch len z bradlovej zóny a priľahlých území z obliakového materiálu flyšových sedimentov kriedy a paleogénu. Ekvivalenty by mohli byť v helvétskej zóne Západných Álp a v najvnútornejších pásmach juhoslovanských Karpát.

Ďalšou je brianconská zóna s ekvivalentom v j. pribradlovej oblasti vnútorných Karpát — v zemplínskom ostrove. V ďalšom priebehu tohto pásma nie sú ekvivalenty s určitosťou známe.

Južnejšie položenou zónou sú početné permské vulkanity pásiem veporidného kryštalinika. Ekvivalenty vidieť v piemontskej zóne penníd a v príkrovoch Codru Moma v rumunských Muntii Apuseni. V tejto zóne možno predpokladať aj súčasný bázický vulkanizmus, ako to ukazuje situácia nielen u nás v kraklovskom pásme, ale aj v jednotke Codru Moma v Rumunsku. Patrili by sem aj permské vulkanity Muntii Drocii. Predchádzajúce skutočnosti sú závažné pri interpretácii chočského príkrovu a melafýrov permokarbónu chočskej jednotky. V ostatnom čase sa jeho koreňová oblasť kladie medzi veporidné a gemeridné paleozoikum.

Susednou j. zónou je severogemeridná synklinála s kremitými porfýrmi, kremitými porfyritmi. Ekvivalenty možno vidieť v Muntii Apuseni vo vývoji mladšieho paleozoika vo vyšších príkrovoch zóny Codru Moma, resp. západnejšie.

Juhogemeridná synklinála má sporadickejší výskyt vulkanitov (kyslých), ak k nim nepočítame bázické vulkanity, ktorých geologická pozícia nie je jednoznačne známa. Ide o glaukofanity.

Glaukofanity vystupujú v mladšom paleozoiku, ale ekvivalenty sú aj v meliatskej sérii gemeríd (P. Reichwalder 1970). S tým úzko súvisí aj interpretácia ich genézy, pretože ak by patrili do mladšieho paleozoika, ich primárny mierne alkalický charakter by bol pochopiteľnejší. Na druhej strane ak sa pokladajú za ekvivalent ostatných spodnotriasových diabázov, spilitov a podobných hornín, potom by ich genéza mala byť skôr metamorfná, a možno v nich vidieť pokračovanie finálneho magmatizmu. Treba si povšimnúť tiež názory o spoločnom, resp. súčasnom vzniku ultrabázických hornín.

Ultrabazity gemeríd možno v súčasnosti na základe analógie so susednými oblasťami pokladať za jurské, pri ktorých v ďalšom vývoji došlo k protrúziám v strednej a vrchnej kriede. Pri tektonických procesoch spätých s protrúziami,

prešmykmi a príkrovmi dochádza v špecifických zónach ofiolitov často k ich premene na glaukofanické bridlice a glaukofanity. Podobné javy boli opísané aj zo Západných Álp. Treba tu spomenúť, že posledné vystupujú často s ultrabázikami a aj eklogitmi. Eklogity sú však napr. známe aj z kryštalinika helvétskej zóny. Podobné typy hornín sa našli v obliakoch albských konglomerátov ma-

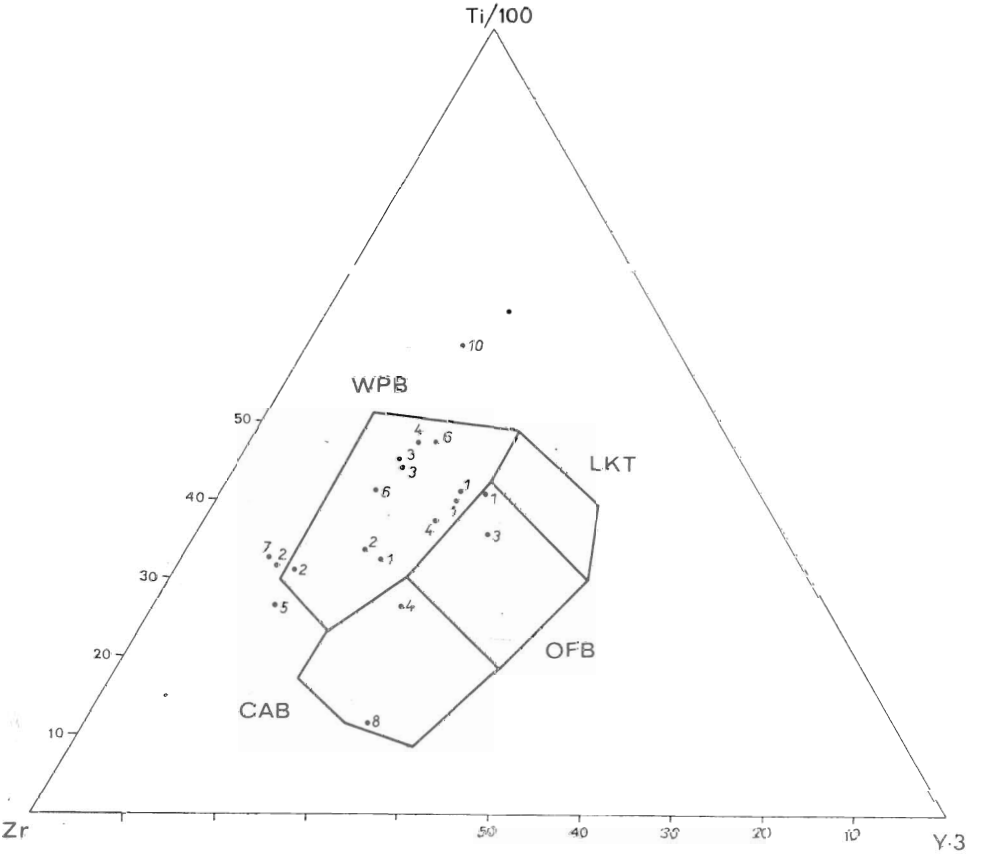


Diagram 1. Rozmiestnenie priemerných hodnôt prirodzených skupín bázických vulkanitov Západných Karpát v diagrame Zr — Y.3 — Ti/100 (J. A. Pearce — J. Cann, 1973).

Vysvetlivky: 1 — metamorfované bázické vulkanity kryštalinika Záp. Karpát, 2 — epimetamorfované diabázy gemerid, pravdepodobne silúrske, 3 — ditto rakoveckej série, pravdepodobne devónske, 4 — nízkometamorfované bázické vulkanity vrchného karbónu gemerid, 5 — melafýry a porfyrity permu, 6 — spility a variolity triasu, 6a — glaukofanity, 7 — limburgity spodnej kriedy, 8 — augitity spodnej až vrchnej kriedy, 9 — tešinity sp. kriedy, 10 — lamprofýry.

Diagram 1. Distribution of average values of natural groups of basic volcanics in the West Carpathians in the diagram Zr — Y.3 — Ti/100 (Pearce J. A. — Cann J. 1973).

Explanations: 1 — Metamorphosed basic volcanics of the crystalline of the West Carpathians, 2 — Epimetamorphosed diabases of the Gemerides, probably of Silurian age, 3 — Ditto of the Rakovec group, probably of Devonian age, 4 — Low-grade metamorphosed Upper Carboniferous basic volcanics of the Gemerides, 5 — Permian melaphyres and porphyrites, 6 — Triassic spilites anc variolites, 6a — Glaucophanites, 7 — Lower Cretaceous limburgites, 8 — Lower to Upper Cretaczous augitites, 9 — Lower Cretaceous teschenites, 10 — Lamprophyres

ninskej zóny. Aj v tomto prípade vidieť prechodné členy od eklogitov ku glaukofanitom, pričom je zrejmé, že premena na glaukofanové bridlice je mladším procesom. Značí to však, že vrchnou hranicou premeny je alb.

Glaukofanové bridlice sú známe aj z územia Zakarpatskej Ukrajiny.

Vcelku vidieť, že problematika genézy bázických vulkanitov v juhogemeridnej synklinále je zložitá a posúva sa do celkom iných rovín, ako sa ekceptovalo pôvodne. Treba najmä prihliadať na závažnú skutočnosť, že sa na rozhraní slovenského bloku a panónskeho masívu tiahne význačná mezozoická ofiolitová zóna s intenzívne zastúpenými ultrabázikami (pozri napr. teleso serpentinitu pri Hodkovciach, Jasove, Rožňave a inde) a slabšími efúziami, ktorá v súčasnosti spadá do priebehu asi strednej časti rožňavskej línie. Má pokračovanie v ivrejskej zóne a v ofiolitovej zóne po z. obvode vardarskej zóny. Táto výrazná ofiolitová zóna má opakovaný vývoj, pretože približne v tomto priestore sa pôvodne tvorila devónska fylito-diabázová séria, ako to najnovšie zdôraznil P. Grecula (1973) a D. Hovorka (1965), a pravdepodobne aj prekambrická ofiolitová zóna kohútskeho pásma. Prejavy menej výrazných etáp vývoja možno vidieť aj v karbóne, v spodnom až strednom triase, v kriede, prípadne až v paleogéne.

V centrálnych Západných Karpatoch je rovnako závažná aj pribradlová ofiolitová zóna (tiež viacetapová) a azda aj kraklovská zóna veporíd. Kraklovská zóna nie je taká známa z opisov v literatúre, má však mnoho typických, ale relatívne menej intenzívnych znakov.

Ofiolitové zóny možno chápať i ako oceánsku kôru. V týchto prípadoch sa zvyčajne aplikuje predstava globálnej tektoniky a „plate tektoniky" s predpokladaným vytvorením rozsiahlych oceánov a podmorských chrbtov, so súbežným bázickým vulkanizmom a s podsúvaním oceánskej kôry pozdĺž Beniofovej línie pod kontinenty, spojenom prípadne so vznikom ostrovných oblúkov s intenzívnym diferencovaným vulkanizmom. Je to veľmi lákavá predstava, imponujúca jednoduchosťou a dobre preštudovanými príkladmi okrajov kontinentov, z tvorenia sa Atlantického oceána ap. V skutočnosti je problematika nášho územia zrejme zložitejšia. Zaoberali sme sa ňou z rozličných stanovísk, a pretože boli aj kritické body, v ktorých bola aplikácia „plate tektoniky" sporná, usilovali sme sa, postupujúc rozličnými cestami, poznať pravdepodobný variant vývoja oblasti.

Pre vývoj karpatskej oblasti majú zrejme zásadný význam tieto faktory:

1. Existencia viacerých ofiolitových zón v priestore Karpát a dinaríd (5—7).
2. Krátky časový úsek na otvorenie väčšieho oceána — v podstate jura až spodná krieda, prípadne spodná a stredná jura samotná.
3. Striedanie sa ofiolitového vulkanizmu s intermediárnym a kyslým — často ide o intermediárny vulkanizmus aj v jure, resp. o kyslé diferenciáty až po granity a ryolity.
4. Geochemický charakter bázického vulkanizmu — zodpovedá zväčša bazaltom kontinentálnych riftov, resp. podmorských chrbtov.
5. Rýchlosť dilatačného pohybu — podľa doterajších pozorovaní sa pohybuje zvyčajne od jedného do 2 cm za rok; v našej oblasti predpokladáme podstatne menšie rýchlosti ako pri rozširovaní sa Atlantického oceána, pre nevyhnutnosť počítať s poklesom dilatačného pohybu na nulovú hodnotu a so spätným pohybom, čo vedie k názoru, že šírka trógov jednotlivých ofiolitových zón bola vcelku malá.

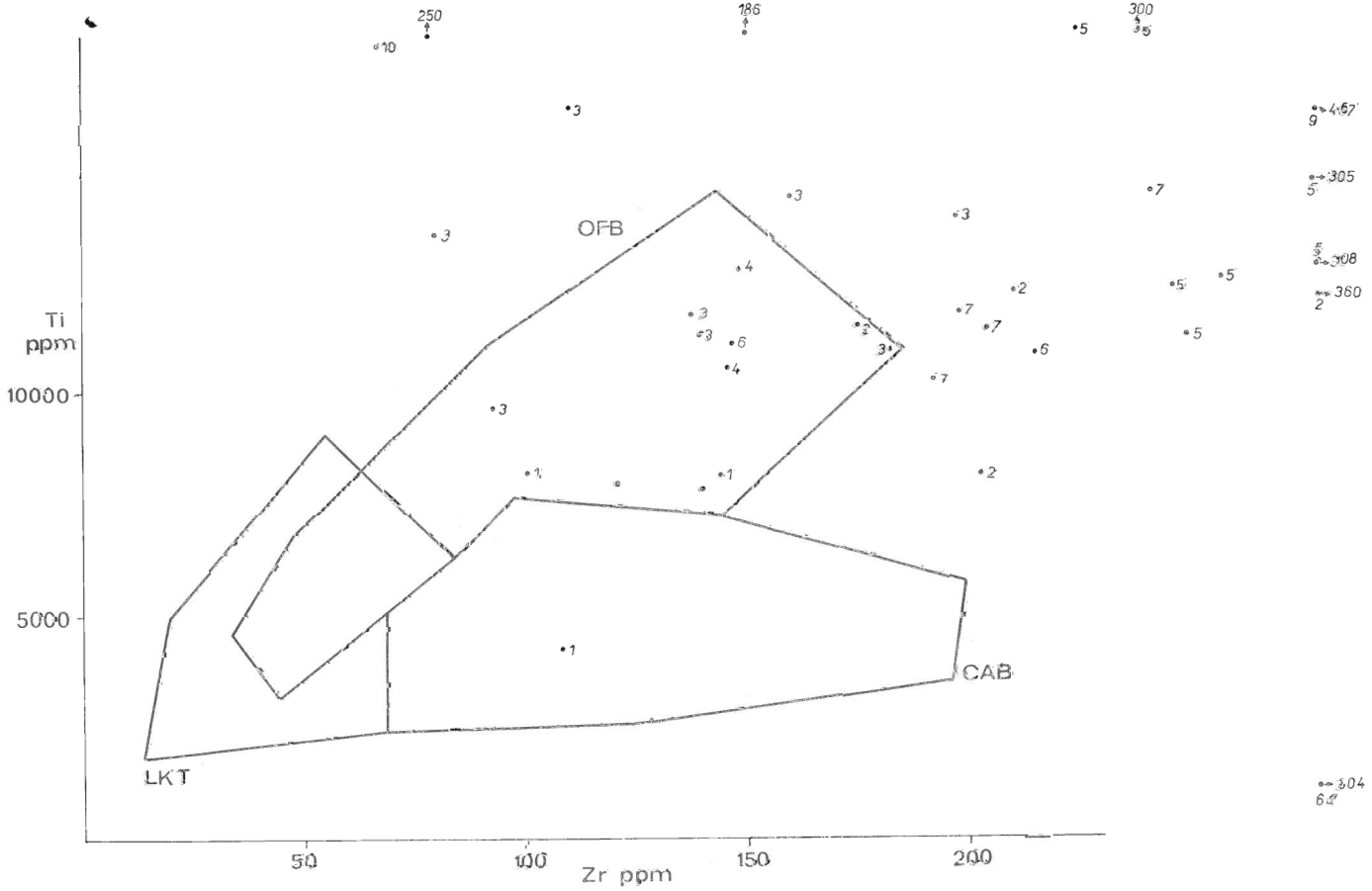


Diagram 2. Rozmiestnenie priemerných hodnôt prirodzených skupín bázických vulkanitov Západných Karpát v diagrame Zr — Ti (J. A. Pearce — J. Cann 1973).
Vysvetlivky: dtto ako pri diagrame 1.

Diagram 2. Distribution of average values of natural groups of basic volcanics in the West Carpathians in Zr — Ti diagram (Pearce, J. A. — Cann, J. 1973).
Explanations: Ditto as in diagram 1.

6. Geologický vývoj oblasti v predchádzajúcich obdobiach — možno predpokladať, že sialová kôra bola v tomto priestore už pred vrchným, prípadne stredným prekambriom.

7. Typ sedimentácie vrchnopaleozoických a mezozoických bazénov — častý je plytkovodný, lagunárny až kontinentálny vývoj.

8. Charakter tektonických procesov — rytmicky sa opakujúce kontrakčné a dilatačné fázy.

9. Vystupovanie ofiolitov — zvyčajne ide o relatívne úzke zóny bázických efuzív so zastúpením ultrabázických telies, ktoré sa združujú s podradnými alebo prevládajúcimi gabrami a gabroamfibolitmi, s podradnými dioritmi, pyroxenitmi a glaukofanitmi; vrchné etáže týchto ofiolitových formácií s prevládajúcimi efuzívami, gabrami, gabroamfibolitmi, podradnými serpentinitmi, vyznačujúce sa nízkou metamorfózou (glaukofanity, pumpelyit — prehnitové fácie), až strednou metamorfózou (epidotické amfibolity) sú obyčajne v prešmyknutých šupinách a príkrovoch nasunutých na susedný blok, čo svedčí skôr o situácii, že vzniknutý simatický tumor, resp. podmorský chrbát, bol po vzniku opäť komprimovaný a vyvlečený na susedné bloky, a nie podsunutý.

10. Všeobecne možno pozorovať, že ofiolitové a orogénne fázy sa striedajú s tendenciou, že pre ofiolitové etapy ostávajú všeobecne najmä v mladších obdobiach menšie a menšie intervaly.

Uvedené argumenty vedú skôr k akceptovaniu názoru o užších dilatačných zónach s ofiolitmi uprostred sialickej kôry (po vzniku komprimovaných zón) za súčasného vyvlečenia ofiolitov, ktoré potom často tvoria protrúzie menších rozmerov, prípadne zóny melanží. I keď sú mnohé procesy podobné javom na okraji kontinentov, majú tu iný význam.

Ďalšia, južnejšia zóna permského vulkanizmu sa nachádza v Južných Alpách, kde je lokálne veľmi intenzívna.

Triasový vulkanizmus má oproti permskému vulkanizmu výrazne simatický charakter, ale výnimočne možno pozorovať aj kyslé diferenciáty, ako napr. pri Švermove, v oblasti Muránskej plošiny a stratigraficky azda o niečo vyššie v pohorí Bükk a v Karavankách. Poznáme hlavne spilitové a diabázové horniny, pričom serpentinity, ktoré sa tu zvyčajne zaraďujú, majú, ako sme už uviedli, osobitné postavenie.

Najexternejšie pásmo triasového vulkanizmu je v radomírskej zóne a v obalovom mezozoiku marmarošského masívu Východných Karpát. Južnejšie pásmo je v pohorí Muntii Persani. Ďalšia zóna prebieha asi v priestore bradlového pásma, avšak príslušnosť bázických hornín z obliakov k tejto fáze sa dokazuje ťažko. Hlavná oblasť výskytu je gemeridné mezozoikum, v ktorom sú vulkanity i v s. i v j. synklinále, t. j. v priestore medzi veporidami a panónskym masívom. Ekvivalentný vulkanizmus vidieť vo vardarskej zóne vnútorných dinaríd, čo tiež naznačuje, že je táto zóna už dinaridná. Je to pochopiteľné, ak považujeme panónsky masív za centrálny, zo všetkých strán prekrytý obdobným vývojom mezozoika. Aj vo vonkajších dinaridách sú zastúpené triasové vulkanity s rozličnou intenzitou. Vulkanizmus presahuje zvyčajne aj do ladínu, kde sú známe keratofýry.

V jure je veľmi intenzívna magmatická činnosť, a to najmä v severnejších pásmach centrálnych Západných Karpát. Maximum je v pribradlovej oblasti. Ekvivalenty vystupujú vo valeskej zóne Západných Álp, v Zakarpatskej Ukrajine, v Muntii Apuseni, a to v pásme ofiolitov Muntii Trascai a Muntii Meta-

liferi, prechádzajú do Banátu a odtiaľ do vardarskej zóny (v. okraj). V poslednej časti sú hojne zastúpené ultrabázické telesá a menej efuzívne magmatity. Podobné pásmo ofiolitov prechádza zo z. strany vardarskej zóny do oblasti gemeríd (ultrabázika). Pokračovanie je skryté v drávskej línií a v ivrejskej zóne.

Špecifická zóna ofiolitov, ktorá je menej známa a evidentná, sa nachádza v s. časti veporíd, kde poznáme jurský až spodnokriedový vulkanizmus vo forme augititov, limburgitov, porfyritov a ultrabázik. Jeho ekvivalenty sú v piemontskej zóne Západných Álp a vardarskej zóne vnútorných dinaríd. Jej význam je málo známy, ale na základe vulkanizmu a uvedených ekvivalentov možno tu predpokladať výraznejšiu časť geosynklinály, podstatne skrátenú pri orogéne.

Externejšiu pozíciu majú magmatity v bulharskom Stredohorí, v dunajskom autochtóne, v Muntii Persani a potom externejšie magmatity v obale marma-

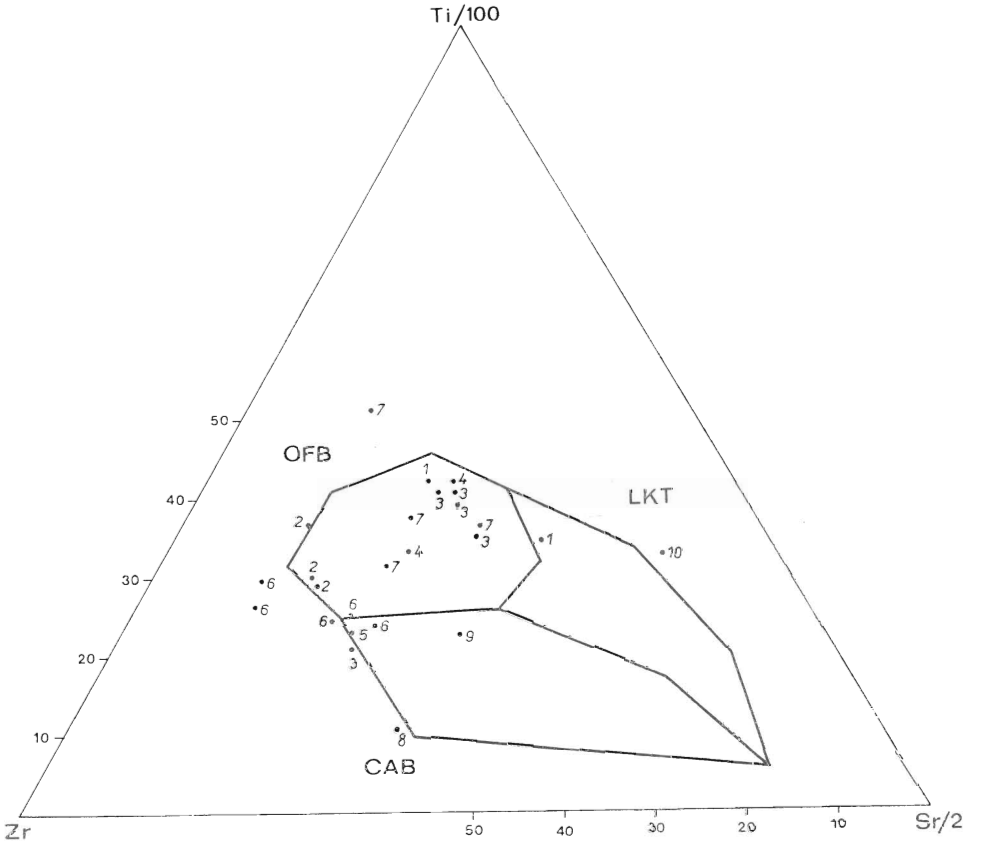


Diagram 3. Rozmiestnenie priemerných hodnôt prirodzených skupín bázických vulkanitov Západných Karpát v diagrame Zr — Sr/2 — Ti/100 (J. A. Pearce — J. Cann 1973).
Vysvetlivky: dtto ako pri diagrame 1.
Diagram 3. Distribution of averagevalues of natural groups of basic volcanics in the West Carpathians in the diagram Zr — Sr/2 — Ti/100 Pearce, L. A. — Cann, J. 1973).
Explanations: Ditto as in diagram 1.

rošského masívu a tiež v radomírskej zóne. Veľmi intenzívny jurský magmatizmus je vo vonkajších dinaridách, kde vystupuje po z. obvode pelagónskeho a panónskeho masívu.

V bradlovom pásme a v susedných oblastiach treba predpokladať aj kyslejšie diferenciáty jurského a neskôr aj spodnokriedového, vrchnokriedového i paleogénneho vulkanizmu a plutonizmu. Tento plutonizmus, resp. subvulkanické fácie vulkanizmu prejavujú už aj diferenciáciou vzťah k bázickej magme, a tak výrazne napodobňujú pomery v Muntii Apuseni. Máme teda pokračovanie dvoch hlavných vetiev kyslejšieho magmatizmu do bradlového pásma, a to vrchnojurských ryolitov, ortofýrov, kremitodioritových porfyritov, dacitov, andezitov, porfyritov a subvulkanických granitov i na druhej strane širokej škály banatitov (diagram 4, L. Kamenický et. al. 1974).

I keď je známe, že s banatitmi je späté zrudnenie, a možno ho preto očakávať aj u nás, z ekonomickej stránky s ním zatiaľ vzhľadom na nedostatočne známu hĺbku, nepriaznivé nadložné série a veľmi ťažké vyhľadávanie slepých ložísk počítať nemožno. Je to nielen samostatná magmatická formácia na Slovensku, ale aj potenciálna rudná formácia, ktorú nemožno priamo porovnávať s gemeridnými granitoidmi.

Bananitová formácia je známa najmä uránovým, zlatým, meďným, volfrámovým, molybdenitovým a podobným zrudnením. Toto zrudnenie vystupuje často na kontaktoch s karbonátovými horninami jury a kriedy, prípadne proterozoika alebo paleozoika, a preto sa ani tu nemusí v prvej etape počítať s hlbším podložím mezozoika. Banatitové pásmo pokračuje ďalej do vardarskej zóny na styku so srbsko-macedónskym masívom. Druhé pásmo banatitov sa tiahne po s. obvode rodopského masívu cez juhoslovanské Karpaty, Banát, dunajský autochtón pravdepodobne do z. časti marmarošského masívu. Zaiste bude mať pokračovanie aj v Západných Karpatoch. Ako je známe, s laramickými banatitmi, ktoré sú široko diferencované od ultrabazitov, gabier, syenitov, monzonitov až do alkalických granitov, vystupuje aj vulkanizmus v širokom stratigrafickom rozpätí, počínajúc vrchnou kriedou.

Kriedové intruzívne horniny sú dobre známe aj z oblasti gemeríd, kde za osobitných geologických a najmä tektonických podmienok intrudovali do paleozoika. Tento typ granitov má špecifikáciu metalonosných cínových granitov. Vyznačuje sa silnou okrajovou diferencovanosťou, bohatstvom komponentov B, F, H_2O, vysokým fónom Sn, W, Be, U, Mo a naopak nízkym obsahom Sr a Ba. Sú perspektívne na Sn, ale aj na ďalšie elementy. Tento plutonizmus prejavuje vzťah aj k ostatným paragenézam hydrotermálnych formácií a zrejme pôsobil aj rejuvenačne na staršie typy zrudnení.

Na porovnanie tu možno uviesť aj permský metalonosný vulkanizmus (urán, Mo, Cu), patrí však k záverečnej etape variského plutonizmu, ktorý je vcelku nemetalonosný.

Z porovnania metalonosných formácií vidieť, že hlavne vhodné podmienky na diferenciáciu a hladina intrúzie majú pre zrudnenie zásadný význam. Vyplynulo to z porovnania krušnohorských, gemeridných a zabajkalských cínových granitoidov (B. C a m b e l et al. 1973). Perspektívne sú preto vrchné štruktúrne etáže.

V paleogéne je známe pokračovanie tohto magmatizmu najmä v rodopskom masíve a zrejme aj v oblasti getického príkrovu a potom v externej časti bradlového pásma a s. susednej zóne, po j. obvode bradlového pásma, v jz. pokra-

čovaní gemeríd, v Muntii Apuseni, vo vardarskej zóne a vôbec po obvode panónskeho masívu (masív Boranje, Južné Alpy, Východné Alpy).

Aj mladší terciér sa vyznačuje kyslým a intermediárnym, menej bazaltovým vulkanizmom. Tak isto sú v ňom subvulkanické a plutonické fácie. V priestore Západných Karpát a v priľahlých oblastiach je geograficky rozmiestnený vo viacerých zónach, a to v sliezskej jednotke, resp. v s. Balkáne, vo flyšovom pásme pozdĺž bradlového pásma s analógom asi v pohorí Calimani a Hargita i v s. časti rodopského masívu a v Stredohorí; v bradlovom pásme a jeho j. susedstve, resp. v Muntii Apuseni a medzi srbsko-macedónskym masívom a vardarskou zónou; po j. obvode vnútorných Karpát, resp. v Muntii Apuseni, a po z. obvode vardarskej zóny, resp. v ďalších, južnejších zónach. Vystupuje však aj na priečnych disjunktívnych štruktúrach, napr. v kremnicko-štiavnicko-vtáčnickom štruktúrnom prvku, v prešovsko-tokajskom ap. Sú to zároveň spájacie členy jednotlivých zón. Podzónu tvorí asi aj stredoslovenská oblasť s pozdĺžnym priebehom.

Terciérny vulkanizmus má výrazné črty a špecifické metalonosné vlastnosti, a to najmä pre Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Hg. Výnimku tvorí vulkanizmus na rozhraní Karpát a Českého masívu, ktorý je alkalický.

Vo vrchnom pliocéne a kvartéri sa prejavuje samostatná fáza alkalického bázického magmatizmu, najmä po j. obvode centrálnych Karpát. Možno ho očakávať aj v priestore bradlového pásma. Vystupuje aj v Českom masíve a po s. obvode Karpát a Balkánu.

Ak zhrnieme uvedené skutočnosti, vidíme, že magmatizmus sa vyvíjal etapovite v pomerne krátkych intervaloch a v rámci etáp sa striedali vulkanity rozličného charakteru, a to na počiatku geosynklinálny bázický (označovaný zvyčajne ako iniciálny ap.), potom orogénny (synorogénny, plutonický, subsekventný) magmatizmus a konečne finálny v oblastiach stabilizácie sialu. Posledný je v regenerovaných oblastiach nevýrazne alkalický a splýva alebo, lepšie povedané, prechádza v novú geosynklinálnu fázu. Genézu geosynklinálneho magmatizmu nemožno zjednodušiť na novotvorenie oceánskej kôry, pretože sú známe prípady, že leží priamo na sialovej kôre, prípadne v niektorých úsekoch zón nie je zastúpený alebo v iných úsekoch prevládajú intermediárne diferenciáty, resp. ešte kyslejšie až alkalické granity, a to v závislosti od lokálnych tektonických podmienok.

Geosynklinálny magmatizmus možno do určitej miery porovnávať s magmatickými procesmi v riftových zónach. Podľa O'Haru (1972) je postupnosť vývoja riftovej zóny takáto: na počiatku sa tvorí simatický tumor, ktorý stále viac a viac sprevádza vulkanická činnosť, až na konci vývoja sa tvorí rift s následnou ingresiou sedimentov. Autor predpokladá, že od počiatku tohto vývoja po ingresiu je potrebné spravidla obdobie asi 25 mil. rokov. Ak by sme toto pravidlo akceptovali, potom naozaj na vznik oceánov v našom priestore neostáva čas, ak počítame aj so spätným uzatvorením oceána. Pri týchto explikáciách sa zvyčajne počíta s aktivitou konvekčného prúdenia v plášti Zeme a následne s vulkanizmom a tvorením riftu. Na druhej strane je známy dôsledok zmeny PT-podmienok na magmatické kozuby. Ak zdôrazňujeme túto druhú skutočnosť, potom pri jednoduchej mechanickej dilatácii môžu nastať extrúzie. Obidva procesy sa asi zúčastňujú na vzniku magmatickej činnosti.

Intermediárne a kyslé vulkanity vznikajú zvyčajne naopak v oblastiach, kde dochádza ku kontrakcii, k podsúvaniu, resp. nasúvaniu sialových šupín a blo-

kov, k zhrubnutiu sialu a k zmenám PT-podmienok v ňom, čo umožňuje kontamináciu a diferenciáciu. Tak možno dobre vysvetliť vznik ostrovných oblúkov s ich pestrým vulkanizmom a sedimentáciou flyšu a wildflyšu, so vznikom úzkych pásiem ofiolitov a melanží.

Jedným z príkladov ofiolitových koreňov je vývoj fylitodiabázovej série v oblasti Vyšného Klátova. Je tu veľké pretiahnuté teleso gabier a gabroamfibolitov, ktoré na jednej strane prechádzajú pravdepodobne do hĺbky do ultrabázika (pozri výskyt pri Vyšnom Klátove) a na druhej strane sa diferencujú na kyslejšie dioritové a leukodioritové fácie. Smerom k plášťu je miestami neurčitý prechod do doleritických a vyššie uprostred sedimentov do diabázových a diabázo-porfyritových fácií. Tento celok je zrejme vytrhnutý z koreňovej zóny (podmorského chrbta) ležiaceho približne v terajšom priestore ofiolitov po j. obvode gemeríd.

Práve v tejto oblasti je známe veľké teleso ultrabázik pri Hodkovciach.

Tým sa dostávame k problému veku ofiolitov. V juhoslovanskej literatúre sa stretávajú dva názory, a to o variskom a jurskom veku ultrabázik, prípadne sa prijíma kompromisné riešenie o zastúpení oboch. Aj v tomto prípade treba sledovať priraďovanie jednotlivých telies k jednotlivým cyklom. Je prirodzené, že môže dochádzať aj k protrúziám chladných telies. Identifikácia je ťažká, lebo ide o geneticky rovnaké typy ofiolitov. Treba uvažovať aj o tom, či časť ofiolitov kohútskej zóny veporíd nevznikala tiež v tomto priestore, ktorý je významným rozhraním medzi centrálnym panónskym masívom a slovenským blokom. Nemožno vylúčiť ani vrchnokriedovú etapu ofiolitov, ktorá však nie je výrazná, lebo ju zastiera kyslý plutonizmus gemeridných granitov.

Druhou skupinou javov pri geosynklinálnom magmatizme je metamorfizmus. Nápadná je prítomnosť glaukofanitov jednak v manínskom pásme a v j. gemeridách. Hodno uviesť ich všeobecnejšie vystupovanie v rozličných zónach Álp, v Zakarpatskej Ukrajine, v Rumunsku a i. Proces glaukofanizácie (lebo napr. v manínskej zóne ide zrejme o premenu eklogitov a spilitov) je naložený a zrejme predstrednokriedový, lebo sa obliaky nachádzajú v albských zlepencoch. U nás v manínskom pásme možno akceptovať buď tesne predchádzajúci vznik eklogitov a spilitov, ako napr. v Alpách, alebo premenu starších, napr. prekambrických eklogitov známych napr. aj v Alpách v kryštaliniku helvétskej zóny. V gemeridách je podobná situácia, ak akceptujeme výlučnosť vystupovania primárnych hornín v perme až spodnom triase (P. Reichwalder 1970), alebo pripustíme ladínsky až vrchnokriedový vek. Tendencia k alkalickým magmám naznačuje príslušnosť k finálnej fáze magmatizmu.

Ďalší jav spätý s ofiolitovým vulkanizmom je vznik melanží. Ak z tohto stanoviska posudzujeme naše pásma ofiolitov, môžeme predpokladať, že v určitých úsekoch a úrovniach môžu zodpovedať melanžiam vzniknutým pri tektonickom vyvlečení podmorských chrbtov, ale aj pri sekundárnych protrúziách.

Záverom možno konštatovať, že sú na našom území zastúpené rozličné formy ofiolitov, ktoré robia jeho geologickú stavbu ešte zaujímavejšou. Podľa uvedeného možno akceptovať predstavu, že priestor Západných Karpát bol v období mladšieho paleozoika a mezozoika často plytkým morom s niekoľkými úzkymi trógmi oceánskeho alebo aj riftového charakteru, s podmorskými chrbtami ultrabázických a bázických magmatitov, striedavo komprimovaným a dilatovaným, pričom dochádzalo k vyvlečeniu ofiolitových zón, resp. podmorských chrbtov a lokálne k vzniku melanží spolu s miestnym vznikom

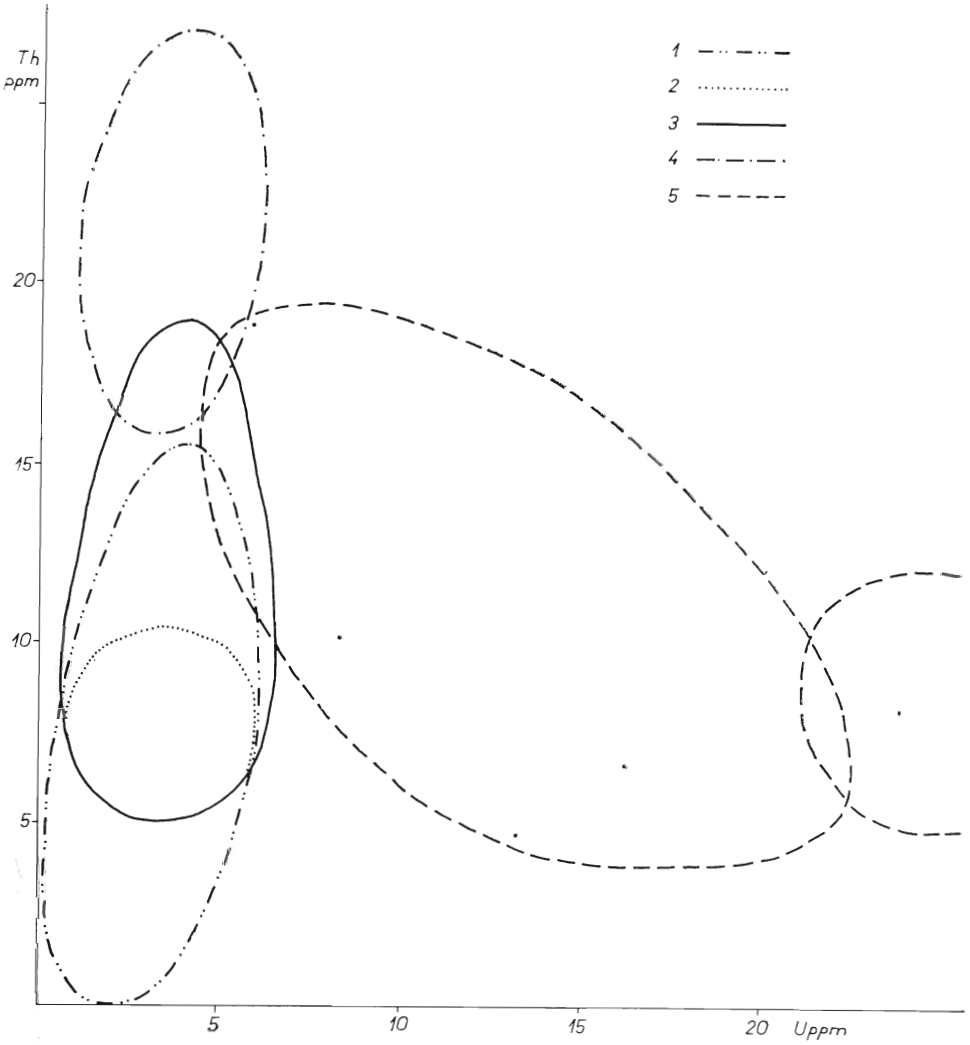


Diagram 4. Diagram pomeru U/Th prirodzených skupín kyslých magmatitov Západných Karpát (L. Kamenický et al. 1974).
Vysvetlivky: 1 — pole ortorúl Západných Karpát a porovnávaných granulitov Českého masívu, 2 — pole porfyritoidov staršieho paleozoika, 3 — pole variských granitoidov Západných Karpát, 4 — pole exotických granitov, granitporfýrov a kremitých porfýrov z obliakov kriedových a paleogénnych zlepencov bradlového pásma a terciérnych granodioritov zo Sandrika a Hodruše. 5 — polia gemeridných autometamorfovaných granitov.
Diagram 4. Diagram of points of the ratio U/Th of natural groups (average values) of acid magmatites in the West Carpathians (L. Kamenický et al. 1974).
Explanations: 1 — Field of orthogneisses of the West Carpathians and of the compared granulites from the Bohemian Massif, 2 — Field of Early Paleozoic porphyroids, 3 — Field of Variscan granitoids of the West Carpathians, 4 — Field of exotic granites, granite porphyries and quartz porphyries from pebbles of Cretaceous and Paleogene conglomerates in the Klippen Belt and of Tertiary granodiorites from Sandrik and Hodruša, 5 — Gemeride autometamorphosed granites.

ostrovných oblúkov (s intenzívnym orogénnym vulkanoplutonizmom) ako zdrojových oblastí flyšových a wildflyšových fácií. V tejto oblasti teda nebolo hlavným prvkom rozširovanie morského dna plne analogické napr. so súčasným Atlantickým oceánom s rozsiahlymi priestormi tvorenými oceánskou kôrou. Skôr lokálne dochádzalo k simatizácii sialovej kôry, k jej stenčeniu a občas k početným trhlinám, resp. dilatačným zónam v siale. Svedčí o tom aj geochemický charakter efuzívnych bázických magmatitov, ktoré zvyčajne padajú do poľa bazaltov okrajov kontinentov alebo riftových zón (diagram 1, 2, 3). Jednotlivé úzke trógy mohli mať šírku v rozsahu jednej až niekoľko desiatok km (maximálne azda do 100 km).

Pri tejto predstave ide však o interpretáciu pomerov v segmente Západných Karpát, a to najmä počas mladého paleozoika a mezozoika. I tak sa však dostávame k ohromným skracovaniam v orogénnych etapách, ktoré sa vcelku spravidla pohybovali v niekoľko stovkách až tisícke km (500—1500 km v závislosti od segmentu). Na druhej strane ak vezmeme do úvahy skrátenie tohto priestoru v priebehu cyklov od stredného proterozoika po súčasnosť, môžeme pripustiť skrátenie pohybujúce sa priemerne v niekoľko tisícoch km (3—4000 km). Treba si však uvedomiť, že toto skrátenie bolo v rozličných rezoch (segmentoch) rozličné. Niektoré zóny v jednom segmente selekciou intenzívne skrátené mohli byť v susednom segmente len slabo postihnuté a naopak. Príkladom môže byť extrémne skrátenie pokračovania Českého masívu, t. z. pásma zodpovedajúceho pokračovaniu Českého masívu v segmente Západných Karpát a naopak slabšie postihnutie panónskeho masívu voči pomerom v segmente Českého masívu a Álp. Práve oblasť segmentu Západných Karpát bola miestom maximálnej kompenzácie orogénnych síl a približne tu nastalo celkové skrátenie alebo, lepšie povedané, posun pevného bodu na s. okraji afrického štítu o 3—4 tisíc km s. smerom. Je to do istej miery v súlade s paleomagnetickými pozorovaniami, ktoré svedčia o takejto pozícii afrického štítu v prekambriu. Neznamená to však, že uvádzané predstavy musia platiť aj o iných segmentoch týchto rovníkovo orientovaných orogénov. Jednoducho povedané, v našom segmente boli na to vhodné podmienky — opozícia ťažiskových bodov s. a j. kontinentu.

Geologický vývoj sa vyznačuje mnohými nepravidelnosťami, ktoré vidieť už aj z rozloženia sedimentárnych fácií, z rozmiestnenia a charakteru magmatickej činnosti a z charakteru a intenzity tektonických procesov v pozdĺžnom priebehu orogénov. Naše územie má vynikajúce vlastnosti, lebo je relatívne dobre geologicky spracované a leží v komunikačne dobre prístupnej oblasti.

Doporučené 24. 4. 1974
Odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

A h r e n d, I. H. 1972: Zur Stratigraphie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgné (Norditalien). Göttinger Arb. Geol. Paläont. 11, S. 4—89.

B e a r t h, P. 1973: Gesteins — und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. SMPT (Zürich), 53, 2, S. 299—334.

B e c k l e, M. J. — N i s b e t, E. 1972: The oceanic affinities of some alpine mafic rocks based on their Ti-Zr-Y contants. Reprinted from the Journal of the Geolog. Soc. (Belfast), 128, p. 267—271.

Blake, M. C. — Irwin, W. P. — Coleman, R. C. 1968: Blueschistfacies Metamorphism Related to Regional Thrust Fauling. Report of the XXIIIrd Session IGC. Abstract (Praha).
Cambel, B. — Kamenický, L. 1967: Die Geochemie basischer Vulkanite des Gemeriedengebietes der Westkarpaten. Carp.-balkan. Geologic. Associat. VIII. Congr. (Belegrad), S. 181—189.
Cambel, B. — Kamenický, L. 1968: Some data to the Geochemistry of basic volcanism in the West Carpathian Crystalline young paleozoic and mesozoic. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 19, p. 21—44.
Cambel, B. — Tauson, L. V. — Kamenický, L. — Kozlov, V. D. — Baran, J. — Drnzik, E. 1973: Predvaritelnyje dannyje o geochemičeskich osobennostiach olovonosnych granitov Slovakii. Ježegodnik — Sibir. inst. geochim. 1972 (Irkutsk), 97—101.
Cioflica, G. et al. 1968: Les ophiolithes triassiques allochtones des Monts Persani (Carpathes orientales). Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr. (Bucurest), 10, p. 75—97.
Dimitrescu, R. 1966: Beiträge zur Kenntnis der magmatischtektonischen Verhältnisse im karpatisch-balkanischen Raum. Acta geol. Acad. Sci. hung. 10, S. 357—360.
Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, s. 221—246.
Hess, H. H. — Poldervaart, A. 1968. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. New York, Vol. 1, 2.
Homola, V. 1951: Stratigrafia a paleografia Juhoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, 18 (Praha), s. 153—188.
Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 16, 1, s. 129—142.
Jakeš, P. — White, A. J. R. 1971: Composition of Island arcs and continental growth. Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 12, 2, p. 224—230.
Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. 45 (Bratislava), s. 5—74.
Kamenický, L. 1973: Relation of the Crystalline of the Central West Carpathians to the Adjacent Areas. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, p. 303—314.
Kamenický, L. 1974: Pozícia karpatského kryštalinika ku stavbe susedných tektonických celkov. Referát na konferencii Hlbinné stavby ČSSR v Loučnej nad D.
Kantor, J. 1955: Diabasy juhoslovenského mezozoika. Geol. práce, Spr. 41 (Bratislava), s. 77—98.
Kantor, J. 1958: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6, s. 3—93.
Mahmood, A. 1973: Petrology of the Teschenitic Series from the Type Area of Ciesszyn (teschen) in the polish Carpathians. Rocz. Pol. Tow. geol., 49, 2, s. 153—282.
O'Hara, M. J. 1972: Upper Mantle Melting from the Bottom — the Source of Magmatism and the Driving Force of Global Tectonics. J. Earth Sci. Leeds, 8, 2, p. 219—224.
Pearce, J. A. — Cann, J. R. 1973: Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses. Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 19, 2, p. 290—300.
Reichwalder, P. 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. Geol. práce, Spr. 53 (Bratislava), s. 157—165.
Reinhardt, B. 1966: Geologie und Petrographie der Monte-Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. Separatdruck aus Schweiz. mineral petrogr. Mitt., 46, 2, s. 553—678.
Savu, H. 1967: Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, 1, 3, s. 59—70.
Savu, H. — Vasiliu, C. — Udrescu, C. 1970: Geichimia si petrologia ofiolitelor din prima etapa de evolutie a magmatismului initial alpin din masivul drocea (Muntii Apuseni). Miner.-Petrol.-Geochim. Dari de seama ale sedintelor (Bucuresti), 56, s. 219—252.
Trumpy, R. 1960: Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 6, p.

DISTRIBUTION AND GENESIS OF MESOZOIC AND CENOZOIC MAGMATISM IN THE WEST CARPATHIANS

LADISLAV KAMENICKÝ

In the Mesozoic and Cenozoic only the latest part of geological development was taking place, already with present sialic earth crust originated in the Precambrian and Paleozoic, in the West Carpathian region. Already the Variscan orogeny was of alpine type character and so the further stages of development of this region signify a regeneration of the geosynclinal processes. With these circumstances can be put into connection the particular features of younger geosynclinal sedimentation, magmatism and orogeny. The following factors were obviously of essential importance for development of the Carpathian region: The existence of several ophiolite zones in the region of the Carpathians and Dinarides (5—7).

A short interval of time for opening of a larger ocean — in essentials of Jurassic to Lower Cretaceous age.

Alternating of ophiolite volcanism with intermediate and acid one — often there was an intermediate volcanism also in the Jurassic and/or acid differentiates to granites and rhyolites (diagram 4).

The geochemical character of basic volcanism — mostly corresponds to basalts of continental rifts and/or of submarine ridges (diagrams 1, 2 and 3).

The rate of dilatational movement — according to up to present obervations usually varies within the range of cm per year; in our region I suppose essentially lower rates than in spreading of the Atlantic ocean because of the necessity to reckon with a decrease in dilational movement down to zero value and with a backward movement, leading to the view that the width of the troughs of individual ophiolite zones was small in general.

As to the geological development of this region in the preceding periods — it may be supposed that the sialic crust was present in this region as early as prior to the Upper Precambrian.

The type of sedimentation of Upper Paleozoic and Mesozoic basins — shallow-water, lagoonar to continental developments are frequent.

The character of tectonic processes — rhythmically repeating contractional and dilatational phases.

The mode of occurrence of ophiolites- usually relatively narrow zones of basic effusive rocks with present ultrabasic bodies are concerned, associated with subordinately represented or predominating gabbros and gabbroamphibolites. with subordinate diorites, pyroxenites and glaucophanites; the upper levels of these ophiolite formations with predominating effusive rocks, gabbros, gabroamphibolites, subordinately represented serpentinites, characterized by low-to mediumgraxe metamorphism, are usually found in upthrust slices and nappes, thrust over the neighbouring block. what rather testifies to a situation when the simatic tumour or submarine ridge was after its formation again compressed and dragged out on the adjacent blocks, and not underthrust.

Generally it may be observed that ophiolite phases and orogenic phases alternate, with the tendency of lesser and lesser intervals remaining for ophiolite stages, mainly in younger periods.

Translated by J. Pevný

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 27—34

ÜBER TRIAS-CONODONTEN UND EINIGE PROBLEME DER TRIAS-STRATIGRAPHIE DER WESTKARPATEN*

RUDOLF MOCK**

Untersuchungen der triassischen Conodonten in den letzten Jahren haben gezeigt, dass sich die älteren Ansichten über ihren geringfügigen stratigraphischen Wert in der Trias einerseits auf der Negierung des Wertes der Mikrofossilien, andererseits auf einer ungenügenden Erforschung ihrer Taxonomie sowie auch auf der ungenügenden Kenntnis der stratigraphischen Verbreitung vieler Conodonten-Arten beruhten. Ausserdem wurde die stratigraphische Bedeutung der Trias-Conodonten durch verschiedene stratigraphische Fehldeutungen „degradiert".

So führen z. B. K. Budurov & J. Pevný (1970) aus der berühmten Lokalität Bleskový prameň bei Drnava (Szörnyűkút, Dernő) im Slowakischen Karst, die bisher ins Sevat oder Rhät gestellt wurde und auch ganz sicher nicht älter ist, eine Conodonten-Assoziation an, die für das untere Ladin charakteristisch ist. Diese Conodonten wurden abgebildet — es handelt sich also nicht um Fehlbestimmungen. Wie auch in anderen Fällen in der Arbeit von K. Budurov & J. Pevný (l. c.) kann es sich hierbei nur um die Verwechslung von Proben gehandelt haben (R. Mock 1971). Ich bedauere, dass J. Bystrický in der Beilage zum Exkursionsführer des X. Kongresses der KBGA (Triassic of the West Carpathians Mts., 1973) diese angeblich aus Bleskový prameň stammenden Conodonten als Beweis dafür anführt, dass meine Angaben zur Altersstellung der Schichten von Bleskový prameň und Hybe (Niedere Tatra) nicht stimmen.

Es hat sich in der Zwischenzeit erwiesen, dass die Conodonten nicht nur im Paläozoikum, sondern auch in der Trias zu den stratigraphisch wertvollsten Fossilien zählen. Die Conodonten übertreffen schon heute wegen ihrer universellen Verbreitung in marinen Sedimenten der Trias und ihrer sehr raschen Evolution bei weitem die stratigraphische Bedeutung der Ammoniten, die höchstens in 10 % der Trias-Sedimente vorkommen. An ihrer Bedeutung gemessen übertreffen sie die Ostracoden, die Foraminiferen, die Holothurien-Sklerite, die Kalkalgen und andere stratigraphisch wertvolle Gruppen der triassischen Fossilien.

Während man in der Trias nach Conodonten z. Z. 26 Zonen ausscheiden kann, von denen die meisten noch in Subzonen unterteilt werden können, kann man

* Bericht vorgetragen am 6. september 1973 auf dem X. Kongress der Karpato-Balkanischen Geologischen Assoziation (KBGA) in Bratislava.

** RNDr. Rudolf Mock, Katedra geológie a paleontológie PF UK, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.

z. B. mit Dasycladaceen nach den neuen Untersuchungen von E. Ott (1972) lediglich 4 triassische Dasycladaceen-Zonen ausscheiden: eine anisische, eine ladinische, eine karnische und eine obernorisch-rhätische. Abgesehen davon, dass die Dasycladaceen nur in einem bestimmten Fazies-Typ vorkommen, kann man darauf keine Feinstratigraphie der Trias aufbauen. Die Lösung zahlreicher tektonischer Probleme erfordert viel genauere stratigraphische Einstufungen, wie es mit den Dasycladaceen möglich ist. So verwundert es nicht, dass in der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten und bei Lösung gewisser tektonischer Probleme in den letzten Jahren eine gewisse Stagnation eingetreten war, weil die stratigraphische Einstufung zum grossen Teil durch die einseitige Überwertung der Dasycladaceen sowie der in den Westkarpaten ausserordentlich seltenen Ammoniten basierte. Ausserdem wurde der Fortschritt in der Trias-Stratigraphie durch zahlreiche Präkonzeptionen behindert. Ich möchte dafür hier nur zwei Beispiele nennen:

Die Meliata-Serie im Slowakischen Karst konnte weder durch Ammoniten noch durch Dasycladaceen eingestuft werden. Dagegen hätte K. Borza (1966) mit dem Vorkommen von *Globochaete alpina* LOMB. durchaus ein mindestens triassisches Alter der Meliata-Serie beweisen können, aber wegen der Präkonzeption des permischen Alters der Meliata-Serie glaubte er im Gegenteil, erstmalig *Globochaete alpina* im Perm nachgewiesen zu haben.

Ein zweites Beispiel liefert J. Bystrický (1964, 1972) und V. Kollárová-Andrusovová (1967) mit der immer wieder wiederholten Behauptung, dass durch das Vorkommen von *Flexoptychites* die Zone mit *Paraceratites trinodosus* in den Schreyeralmkalken nachgewiesen worden wäre. Dabei ist schon seit langem allgemein bekannt — worauf bereits D. Andrusov & J. Kovačík (1955), die die ersten Flexoptychiten in den Schreyeralmkalken im Slowakischen Karst gefunden haben, hinwiesen, dass die Gattung *Flexoptychites* im Anis, wie auch im Ladin vorkommt, und dabei sogar in der *Aplococeras avisianus*-Zone ihre Hauptverbreitung hat. Anhand von Conodonten kann man nachweisen, dass ein grosser Teil der Schreyeralmkalke in den Westkarpaten mit *Flexoptychites* zur *avisianus*-Zone gehört, die laut H. Kozur (1972a) zum Ladin zu stellen ist. Der Autor der zitierten Beilage zum Exkursionsführer behauptet, dass diese Einstufung ungenügend belegt sei.

Bemerkenswert ist, dass J. Bystrický jetzt in seinem Vortrag auf dem KBGA (4. Sept. 1973, in Druck) mehrfach Ammoniten-Faunen in die *avisianus*-Zone einstufte, deren angeführte Ammoniten mindestens eine Reichweite von der *trinodosus*-Zone bis zum höheren Ladin haben. Nun frage ich, auf welcher Grundlage er diese Einstufung vorgenommen hat.

Diese Präkonzeptionen beruhen zum grossen Teil auf ungenügender Berücksichtigung der modernen Orthostratigraphie der Trias, wie dies auch durch das angeblich gemeinsame Vorkommen von *Megaphyllites jarbas* (MÜNST.) und *Styrites cf. tropitiformis* MOJS. im angeblichen Jul von Silická Brezová im Slowakischen Karst aufgezeigt wird (J. Bystrický 1964, S. 66).

Ich möchte die Aufzählung dieser Beispiele hier nicht weiter fortsetzen.

Mit Hilfe von Conodonten, die an der Standardzonierung nach E. Tozer (1967), R. Assereto (1971) und H. Kozur (1972 a) geaichts sind, kann man die moderne Orthostratigraphie auch auf die Trias der Westkarpaten übertragen. Darüber hinaus kann man mit Conodonten sehr exakte feinstratigraphische Untersuchungen durchführen, mit deren Hilfe man bestimmte Folgen in

der Trias der Westkarpaten exakt korrelieren kann.

Die Conodonten liefern ausser stratigraphischen Informationen auch wertvolle Hinweise auf die paläogeographischen Verhältnisse, was für tektonische Interpretationen mitunter entscheidend wichtig sein kann, wie es am Beispiel der Meliata-Serie nachgewiesen werden konnte.

Die taxonomischen Probleme befinden sich derzeit bereits in einem derartig fortgeschrittenen Stadium hinsichtlich ihrer Lösung, dass man auch schon in der

Ammoniten- und Conodontenzonen der Mittel- und Obertrias Tab. 1
(nach H. Kozur & R. Mock 1974)

Stufe	Unterstufe	Standarde Ammoniten-Zonen	Conodonten-Zonen	
Rhät		Choristoceras marshi		
Nor	Sevat	Rhabdoceras suessi	post-hernsteini-Fauna	
			hernsteini A. — Z.	
			andrusovi A. — Z.	
			bidentatus-Zone	
		Himavatites columbianus	posterus S. — Z.	spatulatus Zone
	Alaun	Cyrtopleurites bicrenatus		
		Juvavites magnus		
	„Lac“	Malayites dawsoni		
		Mojsisovicsites kerri	abneptis S. — Z.	nodo-sus Z.
Karn	Tuval	Klamathites macrolobatus	echinatus S. — Z.	
		Tropites welleri	communisti-Zone	
		Tropites dilleri	polygnathiformis A. — Z.	
	Jul	Sirenites nanseni	tethydis A. — Z.	
	Cordevol	Trachyceras obesum	mostleri A. — Z.	
Ladin	Longobard	Frankites sutherlandi	mungoensis A. — Z.	
		Maclearnoceras maclearni		
		Meginoceras meginae		
			hungaricus S. — Z.	hasla-chen-sis Z.
	Fassan		truempyi S. — Z.	
		Protrachyceras curionii	transita-Zone	
		Protrachyceras reitzi	Subzone II	excelsa A. — Z.
		Aplococeras avisianus		
Anis	Illyr	Paraceratites trinodosus	Subzone I	
	Pelson		kockeli-Zone	
	Anatol	Anagymnotoceras varium	germanicus S. — Z.	aegaei Zone
		Acrochordiceras anodosum		

Trias an eine „Multielementen-Taxonomie" herangetreten ist (W. C. Sweet et al. 1971, H. Kozur & H. Mostler 1971).

Aus faziellen Gründen sind Conodonten in der Untertrias der Westkarpaten für feinstratigraphische Untersuchungen vorläufig von keiner Bedeutung. Deshalb habe ich auf der Tabelle nur die Conodonten-Zonen der Mittel- und Obertrias dargestellt (Tab. 1).

In den Westkarpaten wurde bisher Conodonten-Fauna vereinzelt im Olenek („Campil") und vom Pelson bis zum Unterrhät durchgehend in verschiedenen Gebirgszügen (Slowakischer Karst, Muráň-Plateau, Stratená und Galmus-Gebirge, Hohe Tatra, Niedere Tatra, Choč-Prosečno-Gebirge, Grosse Fatra, Kleine Fatra, Strážov-Gebirge, Považský Inovec und in den Kleinen Karpaten) in verschiedenen tektonischen Einheiten gefunden (Meliata-Serie, Silica-Decke, Muráň-Mesozoikum, Nordgemerider mesozoischer Zug, Strážov-Decke, Choč-Decke, Krížna-Decke). Die reichste Fauna befindet sich in der Trias der südlichen, bzw. der tektonisch höchsten Einheiten. Aus den tatriden Hülleneinheiten sind Conodonten vorläufig nicht bekannt. Bei Púchov (Wagtal) wurde allerdings Conodonten-Fauna in der Trias der Klippen-Zone gefunden. Dies ist als das nördlichste Vorkommen triassischer Conodonten in der tethyalen Trias Europas anzusehen.

Von den zahlreichen, wichtigen Funden triassischer Conodonten in den Westkarpaten führe ich nur 2 der interessantesten an, die gleichzeitig ihre vorzügliche Verwertbarkeit für feinstratigraphische Untersuchungen unter Beweis stellen.

„Meliata-Serie"

In letzter Zeit wurde die schwach metamorphe Meliata-Serie durchweg ins Perm bis in die basale Untertrias eingestuft, und als das normale Liegende der Trias des Slowakischen Karstes angesehen (J. Bystrický 1964).

Anhand von Conodonten, die aus der Typuslokalität der „Meliata-Serie" stammen (H. Kozur & R. Mock 1973a, 1973b), konnte ein pelsonischer und ein obercordevolbis unterjulischer Anteil der Meliata-Serie nachgewiesen werden. Im Pelson wurden neben der pelsonischen Leitform *Neospathodus kockeli* (TATGE) und anderen pelsonischen Leitformen auch *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) und zu dieser Multielementen-Art zugehörende Zahnreihen-Conodonten gefunden. Dies belegt die Dinarische Faunenprovinz im Sinne von H. Kozur (in Druck). Der Oberhorizont lässt sich durch das gemeinsame Vorkommen von *Gladigondolella tethydis* und *Gondolella tadpole* HAYASHI in den Bereich vom oberen Cordevol bis Jul einstufen. Die obere Reichweite von *Gladigondolella tethydis* liegt im Jul, während *Gondolella tadpole* im obersten Cordevol einsetzt. Daher ist die *tethydis* A.-Zone im Sinne von H. Kozur & H. Mostler (1972) nachgewiesen.

In der zitierten Beilage zum Exkursionsführer wurde der Meinung Ausdruck verliehen, dass die *tethydis* A.-Zone nicht eindeutig nachgewiesen sei, weil, wie es dort angeführt wird, *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov nicht angegeben wurde. Bisher wurde aber *Gondolella tadpole* immer zu *Gondolella polygnathiformis* gestellt. Erst H. Kozur (1972b) konnte nachweisen, dass man diese Art von *Gondolella polygnathiformis* abtrennen kann, wie es schon S. Hayashi (1968) getan hat, allerdings in Unkenntnis von *G. polygnathiformis*. Man konnte das genaue Alter innerhalb der *tethydis* A.-Zone

durch das Vorkommen der Art *Metapolygnathus misiki* Kozur & Mock 1973 noch weiter präzisieren, da diese Art im grössten Teil des Jul fehlt und auch im mittleren Cordevol noch nicht vorhanden ist. Dadurch kann das Alter auf oberstes Cordevol bis basales Jul eingeengt werden. Genauere Altersangaben wären auch mit Hilfe von Ammoniten nicht möglich.

Aus diesen Alterseinstufungen der an der Typuslokalität aufgeschlossenen Folge der Meliata-Serie geht die tektonische Superposition zweier mesozoischer Komplexe im Slowakischen Karst klar hervor. Die bisher in die Trias eingestufte Folge des Slowakischen Karstes wurde als Silica-Decke bezeichnet. Da die Silica-Decke durchweg zur Austroalpinen, die Trias der Meliata-Serie dagegen zur Dinarischen Faunenprovinz gehört, muss sie notwendigerweise von Norden nach Süden überschoben worden sein. Daraus ergeben sich weitreichende tektonische Konsequenzen, die bei H. Kozur & R. Mock (1973a und 1973b) dargelegt werden und auf welche auch Prof. Dr. D. Andruhov in seinem Einführungsvortrag zum X. Kongress der KBGA einging (im Druck).

Da in der erwähnten Beilage die stratigraphischen Ausführungen nicht berücksichtigt wurden, sind auch die sich aus denselben notwendigerweise ergebenden tektonischen Konsequenzen nicht gezogen worden.

Silická Brezová

In der Umgebung von Silická Brezová (Slowakischer Karst) ligen zusammenhängende Profile von der *Gondolella polygnathifornis* A.-Zone (= *Tropites dilleri*-Zone, Untertuval) bis zum obersten Sevat vor, die ausserordentlich reich an Conodonten, Holothurien-Skleriten und anderen Mikrofossilien sind. Wegen des tektonisch und sedimentologisch unkomplizierten Aufbaus und des durchgehend aufgeschlossenen Profils konnte hier erstmalig in der Welt die gesamte Phylomorphogenie, die Aufeinanderfolge und die genauen verwandschaftlichen Beziehungen der stratigraphisch wichtigen Plattform-Conodonten vom basalen Tuval bis zum obersten Nor untersucht werden. Da diese Profile überdies gut zugänglich sind, wurden sie als Typus-Lokalitäten für die von H. Kozur & H. Mostler (1972), H. Kozur & R. Mock (1972) und H. Kozur (1972b) neu aufgestellt, oder erstmalig mit Hilfe von phylomorphogenetischen Reihen definierte Conodonten-Zonen ausgewählt. Die Korrelation dieser Conodonten-Zonen erfolgte unter anderen nach der exakten Korrelation der Reichweiten vieler obertriassischer Conodonten mittels der modernen Orthostratigraphie nach E. Tozer (1967), z. B. bei L. C. Mosher (1970), W. C. Sweet et al. (1971), H. Kozur et H. Mostler 1971 sowie durch Auflösung von Ammoniten, deren Reichweite durch die Arbeiten von E. Tozer geklärt wurde.

Diese Untersuchungen sind von Bedeutung nicht nur für die erstmalige Durchführung feinstratigraphischer Untergliederungen in der Trias der Westkarpaten und für die erstmalige Einführung der Orthostratigraphie der Obertrias nach E. Tozer, sondern auch für die Stabilität der obertriassischen Conodotenstratigraphie im Weltmasstab. Überdies konnten in der Lokalität Silická Brezová die Untersuchungen H. Mostlers (1972b) über die Reichweite der oberkarnischen Roveacriniden bestätigt werden. Wir konnten auch die Holothurien-Abfolge und Holothurien-Zonierung, die von H. Mostler (1972a) für die Obertrias ausgearbeitet wurde, in vollem Umfang bestätigen und in einigen Bereichen sogar noch weitere Holothurien-Zonen erkennen. Entspre-

chende Arbeiten befinden sich bei H. Kozur & R. Mock in Druck.

Sofern Makrofossilien vorlagen, stimmte deren stratigraphische Aussage völlig mit den nach Conodonten, Holothurien-Skleriten, Roveacriniden, Mikroproblematika und Ophiuren-Skelettelementen gewonnenen Angaben überein.

LITERATURVERZEICHNIS

Andrusov, D. — Kováčik, J. 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. Časť II. Hlavonožce triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. Geol. sborn. SAV, 6, 3—4, S. 258—302, Bratislava.

Assereto, R. 1971: Die Binodosuszone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math. — natw. Kl., Abt. I, 178 (1970), S. 1—29, Wien.

Borza, K. 1966: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. Geol. práce, Správy, 40, S. 93—98, Bratislava.

Budurov, K. — Pevný, J. 1970: Über die Anwesenheit von Trias-Conodonten in den Westkarpaten. Geol. práce, Správy, 51, S. 165—171, Bratislava.

Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Vydav. ÚÚG. Bratislava, 204 S.

Bystrický, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 289—310, Innsbruck.

Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X congress of CBGA, GÚDŠ, S. 1—137, Bratislava.

Hayashi, S. 1968: The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. Earth sci., 22, S. 63—77, Tokio.

Kollárová-Andrusovová, V. 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. zborn. SAV, 18, 2, S. 267—275, Bratislava.

Kollárová-Andrusovová, V. — Kochanová, M. 1973: Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava. Vydav. SAV Bratislava, 216 S.

Kozur, H. 1972a: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 361—412, Innsbruck.

Kozur, H. 1972b: Die Conodontengattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geol. Paläont. Mitt. Ibk., 2, 11, S. 1—37, Innsbruck.

Kozur, H. (in Druck): Faunenprovinzen der Trias und ihre Bedeutung für die internationale Korrelation der Trias.

Kozur, H. — Mock, R. 1972: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Paläont. Mitt. Ibk., 2, 4, S. 1—20, Innsbruck.

Kozur, H. — Mock, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. Ibk., 3, 2, S. 1—14, Innsbruck.

Kozur, H. — Mock, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. zborn. SAV, 24, 2, S. 365—374, Bratislava.

Kozur, H. — Mostler, H. 1971: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Ib., 1, 4, S. 1—19, Innsbruck.

Kozur, H. — Mostler, H. 1972: Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Zahnreihen-Conodonten der Mitteltrias. Abh. geol. B. — A. Wien. 28, 1, 36, S., Wien.

Kozur, H. 1973: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. Geol. Paläont. Mitt, Ibk., 3, 1, S. 1—30, Innsbruck.

Kozur, H. — Mock, R. 1974: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. zborn. SAV, 25, 1, S. 113—143, Bratislava.

Mock, R. 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. zborn. SAV, 22, 2, S. 241—260, Bratislava.

Mosher, L. C. 1970: New Conodont species as Triassic guide fossils. J. Paleont., 44, S. 737—742, Menasha.

Mostler, H. 1972a: Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, S. 729—744, Innsbruck.
Mostler, H. 1972b: Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S .711—728, Innsbruck.
Ott, E. 1972: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 455—464, Innsbruck.
Sweet, W. C. et al. 1971: Conodont biostratigraphy of the Triassic. In: Symposium on conodont biostratigraphy. Geol. soc. Amer., Mem. 127, S. 441—465.
Tozer, E. T. 1967: A standart for Triassic time. Geol. surv. Canada, Bull. 156, S. 1—103, Ottawa.

O TRIASOVÝCH KONODONTOCH A NIEKTORÝCH PROBLÉMOCH STRATIGRAFIE TRIASU ZÁPADNÝCH KARPÁT

RUDOLF MOCK

Štúdium triasových konodontov v posledných rokoch ukázalo, že staršie názory o ich malej stratigrafickej hodnote sa zakladali jednak na nedocenení až negovaní hodnoty mikrofosílií, jednak na nedostatočných znalostiach o ich taxonómii. Najmä však nebolo známe stratigrafické rozšírenie väčšiny triasových druhov konodontov. Okrem toho význam triasových konodontov znižovali niektoré mylné stratigrafické interpretácie. Ako príklad uvedieme prácu K. Budurova a J. Pevného (1970), ktorí zo známej lokality Bleskový prameň pri Drnave, ktorej vek sa všade uvádza ak osevat alebo rét, uviedli asociáciu konodontov, ktorá je charakteristická pre spodný ladín. Uvedené konodonty sú v práci vyobrazené, takže nejde o nesprávne určenie, ale najpravdepodobnejšie o zámenu vzoriek. A túto konodontovú faunu z vápencov od Bleskového prameňa uvádzajú V. Kollárová-Andrusovová — M. Kochanová (1973, s. 18 a 206) a J. Bystrický (1973, s. 16) v anonymnom dodatku k spievodcovi ako jeden z hlavných dôkazov o údajne vrchnonorickom — sevatskom veku lokality.

Naopak sa ukázalo, že konodonty nielen v paleozoiku, ale aj v triase patria medzi stratigraficky veľmi cenné skupiny skamenelín. Pre ich univerzálne rozšírenie v najrozličnejších morských sedimentoch a najmä vďaka ich veľmi rýchlej evolúcii (popri všeobecne známych prednostiach mikrofosílií nad makrofosíliami) sú dnes cennejšími skamenelinami ako amonity, dasykladacei, lamellibranchitay, brachiopódy, foraminifery, foraminifery, sklerity holotúrií a iné cenné triasové skameneliny. Donedávna sa v stratigrafii triasu Západných Karpát preferovali najmä dasykladacei a veľmi zriedkavo sa vyskytujúce hlavonožce, z ktorých viaceré druhy majú navyše značne veľké stratigrafické rozšírenie. Na základe týchto dvoch precenených skupín nemožno vybudovať „jemnú stratigrafiu" triasu.

Zatiaľ čo na základe konodontov možno v triase vyčleniť v súčasnosti 26 biozón, z ktorých mnohé rozdeľujeme ešte na subzóny, umožňujú napr. dasykladacei rozdeliť trias na štyri zóny (E. Ott 1972). Na tabuľke znázorňujeme konodontové zóny stredného a vrchného triasu a ich koreláciu s amonitovými zónami. Zóny spodného triasu neuvádzame, lebo pre Západné Karpaty nemajú (aspoň zatiaľ) význam.

Problémy a stagnáciu vo výskume triasu spôsobujú aj mnohé meniace sa koncepcie, na ktoré v referáte poukazujú dva príklady, ako aj neakceptovanie modernej ortochronológie.

Konodonty poskytujú popri stratigrafických údajoch aj veľmi cenné paleogeografické informácie, ktoré môžu mať pri riešení geologických a tektonických interpretácií rozhodujúci význam. Príkladom sú nové poznatky o stratigrafickom a tektonickom postavení meliatskej série.

Systematické postavenie konodontov je doteraz neznáme. Riešenie taxonomických problémov je však v takom pokročilom štádiu, že sa už aj v triase zavádza multielementová taxonómia (W. C. Sweet et al. 1971, H. Kozur — H. Mostler 1971).

V Západných Karpatoch sme našli konodontovú faunu v spodnom triase (veľmi chudobnú) a od pelsónu po spodný rét na mnohých lokalitách v rozličných orografických a tektonických jednotkách (v meliatskej sérii, v silickom príkrove, v muránskom mezozoiku, v severogemeridnom mezozoiku, v strážovskom, chočskom a krížňanskom príkrove a v bradlovom pásme). Najbohatšia fauna pochádza spravidla z najjužnejších, resp. tektonicky najvyšších jednotiek.

Z početných nálezov triasových konodontov uvádzame v referáte dva najzaujímavejšie a najvýznamnejšie, ktoré dobre dokumentujú ich veľkú stratigrafickú hodnotu: nález stredno- a vrchnotriasových v meliatskej sérii a konodonty v profiloch vrchného triasu pri Silickej Brezovej (Slovenský kras).

Meliatska séria sa v posledných rokoch zaraďovala do permu až spodného triasu a pokladala sa za bežné podložie triasu Slovenského krasu. Na základe nálezov konodontov je dokázané, že typické členy meliatskej série, ktoré vystupujú na typovej lokalite pri Meliate (biele kryštalické vápence a v ich nadloží ležiace slabometamorfované kremité bridlice, rádiolarity, tmavé ílovité bridlice s polohami tmavých vápencov a diabázy), patria strednému a vrchnému triasu dinárskej faunistickej provincie. Meliatsku sériu možno korelovať so slabometamorfovaným triasom Bükku a rudabánskym vývojom. Z tohto zistenia vyplýva rad ďalekosiahlych tektonických uzáverov. Trias Slovenského krasu, ktorý je s meliatskou sériou všade v tektonickom styku, je teda veľkým príkrovom, ktorý bol pomenovaný ako silický príkrov. Bol presunuty od S na J; koreňová zóna silického príkrovu je pravdepodobne v gemerskej jazve (= margeciansko-lubenícka línia), ktorá sa pokladá za pokračovanie alpsko-dinárskej jazvy v priestore karpatskej vrásovej sústavy. Podrobnosti sú v referáte, ako aj v prácach H. Kozura a R. Mocka (1973a, 1973b).

V okolí Silickej Brezovej (Slovenský kras) vystupujú vápence stredného a vrchného triasu. Súvislé profily od spodného tuvalu (vrchný karn) až po najvyšší sevat (vrchný nór) sú mimoriadne bohaté na konodonty a iné cenné mikrofosílie. Tieto profily sú dobre odkryté, tektonicky a sedimentologicky nekomplikované a dobre dostupné (napr. na rozdiel od lokalít vo Východných Alpách). Všetky tieto priaznivé okolnosti umožnili práve v okolí Silickej Brezovej prvý raz na svete skúmať kompletnú fylomorfogenézu, postupnosť a presné vzťahy stratigraficky najcennejších „platničkových" konodontov triasu v intervale spodný tuval (zóna *Gondolella polygnathiformis*) až vrchný sevat (konodontové zóny *Parvigondolella andrusovi, Misikella hernsteini*). Pre mnohé novoutvorené konodontové biozóny boli tieto lokality zvolené za typové lokality. Podrobnosti sú najmä v práci H. Kozura — R. Mocka (1974).

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 35—52

PETROCHEMICKÁ A PETROMETALOGENETICKÁ CHARAKTERISTIKA GEMERIDNÝCH ŽÚL

(9 obr. a 3 tab. v texte)

IMRICH VARGA*

La caractéristique pétrochimique et pétrométallogénétique des granites des Gémérides

L'article presente une caractéristique petrochimique des granites de la la Montagne de Spišsko-gemerské rudohorie sur la base des plusieures analyses de silicate nouvelles. L'auteur étudie l'évolution pétrochemique de ces granites au point de vue chronologique et spatiale. Pour la première fois, on a exploré leur caractère pétrométallogénétique. En prédominance, les granites gemerides appartiennent au type transitoire pétrométallogénétique Mo-W passant aux granites étainifères aux certains corps.

Петрохимическая и петрометаллогеническая характеристика гемеридных гранитов

Исходя из многочисленных новых силикатных (минералогических) анализов по новому дается петрохимическая характеристика гемеридных гранитов. Обсуждается петрохимическое развитие этих гранитов в пространстве и времени. Исходя из анализа петрохимических данных, в первые устанавливается петрометаллогенический характер гемеридных гранитов. Основная часть гранитов принадлежит к переходному Mo-W петрометаллогеническому ряду с переходом к типичным оловяноносным гранитам в отдельных телах.

I. Prehľad minerálnej skladby a petrografickej klasifikácie gemeridných žúl

Gemeridné žuly sa vo vývoji gemerid všeobecne pokladajú za geologicky najvýznamnejší faktor, ktorý ovplyvnil metalogenézu tejto oblasti. Vzhľadom na ich význam v doterajších prácach zaoberajúcich sa petrografiou a petrochémiou hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí stáli v popredí záujmu.

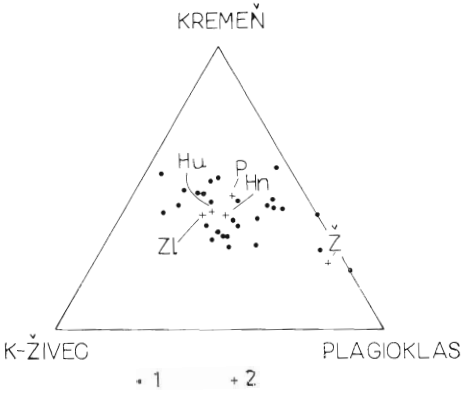
Doterajšie práce zaoberajúce sa petrografiou a petrochémiou gemeridných žúl kriticky zhodnotili už J. Kamenický — L. Kamenický (1955) a J. Gubač (1971). Prvá podrobnejšia petrografická charakteristika žúl je v práci

* P. g. Imrich Varga, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, 048 80 Rožňava.

J. Vachtla (1937). Podľa nej petrografický charakter granitoidných hornín z okolia Hnilca kolíše od kremitého dvojsľudového granodioritu po muskovitickú až muskoviticko-turmalinickú žulu. Autometamorfóza, ktorá je tu významne prítomná, vyvrcholila greisenizáciou žuly. Okrem greisenizácie sa vo vystupujúcich derivátoch prejavila aj seritizácia, silifikácia a albitizácia. Intruzívny charakter potvrdzujú prejavy kontaktnej metamorfózy.

Podrobného petrografického zhodnotenia a nomenklatúrneho zaradenia sa tieto horniny dočkali až v práci J. Kamenického — L. Kamenického (l. c.). Podľa nej sa v súčasnosti tieto horniny všeobecne pokladajú podľa základného petrografického typu za biotitické až dvojsľudové žuly s tendenciou k porfyrickému vývoju (až granit-porfýru). Sprevádzajú ich aplitické okrajové, žilné a diferenciačné fácie. Ich chemizmus zodpovedá draselnému radu, leukosyenito-granitickej skupine a rapakiwitickému typu magmy. Majú anomálny chemizmus, kloniaci sa čiastočne k alkalicko-vápenatému radu, granitickej skupine a tasnagranitickému typu. Sú komagmatické a predstavujú (l. c., s. 55) kyslý diferenciát bázickejšieho hlbinného telesa neznámeho, pravdepodobne nepravidelného tvaru. Vyznačujú sa silnou autometamorfózou a pneumatolytickou fázou. Spôsobujú normálnu a širokú kontaktnú aureolu. Lokálne sú známe granitizačné, imbibičné a greisenizačné zjavy v malých rozmeroch. Ich vek je neoidný.

Pri nomenklatúrnom zaradení derivátov J. Kamenický a L. Kamenický (l. c.) vychádzali z kvantitatívnych mineralogických kritérií. Uvádzajú planimetrické analýzy žúl od Zlatej Idky, Poproča, Hummla, Hnilca — Súľovej a Betliara. V týchto analýzach nie sú prípady, v ktorých by obsah plagioklasu prevládal nad K-živcami, hoci v práci uvádzajú aj plagioklasový granit s ružovým mikroklínom (Šmellfárov vrch j. od Dobšinej). Súčasne spracovala náleziská gemeridných žúl (najmä od Betliara) i P. Ončáková (1954). V jej planimetrických analýzach plagioklas prevláda nad K-živcami, a to vo vzorkách z tých istých lokalít. Dá sa predpokladať, že tento rozdiel vznikol pre zložité štruktúry týchto minerálov. Značná variabilnosť objemového zastúpenia pri asociácii kremeň — plagoklas — K-živec zrejme môže viesť k značnému skresleniu pri planimetrických analýzach. Na znázornenie pomeru týchto minerálov sú na obr. 1 graficky vyjadrené výsledky doteraz uskutočnených 27 planimetrických analýz z gemeridných žúl podľa citovaných prác a výsledkov J. Gubača (1971). Z petrografického a petrogenetického hľadiska je pritom

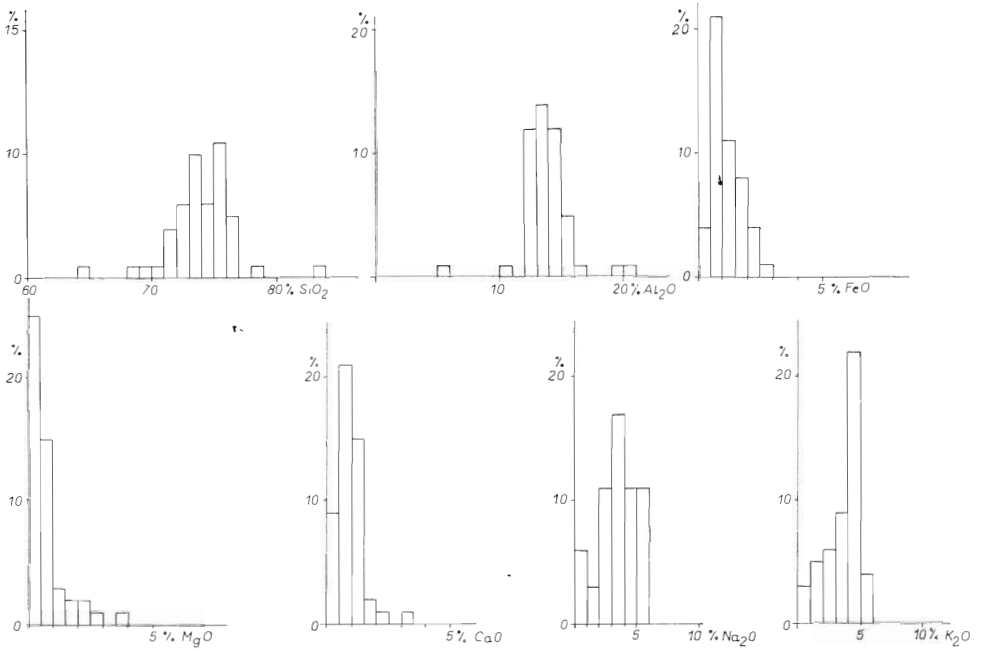


Obr. 1. Modálna skladba gemeridných žúl (kremeň), K-živec a plagioklas v prepočte na 100 %) 1 — figuratívne body analýz, 2 — priemery telies.
Priemer telies je vyznačený skratkou: Ž — Železník — Turčok, P — Poproč, B — Betliar, Hu — Hummel, Hn — Hnilec — Súľová, Zl — Zlatá Idka.
Fig. 1. Modal composition of Gemeride granites (quartz, K-feldspar and plagioclase in recalculation to 100 %) 1 — projection points, 2 — bodies' average.
The average of bodies is indicated by abbreviation: Ž — Železník — Turčok, P — Poproč, B — Betliar, Hu — Hummel, Hn — Hnilec, Zl — Zlatá Idka.

najdôležitejší pomer a povaha plagioklasov a K-živcov, ďalej povaha a pomer sľudových minerálov, ako aj asociácia akcesórií. Svetlé minerály gemeridných žúl vystupujú vo všeobecnosti vo všesmerne zrnitej stavbe hypidiomorfnej povahy s prechodmi k porfyrickému a zriedka k rapakiwitickému vývoju. Medzi trojicou svetlých minerálov (kremeň — plagioklas — K-živec) je veľmi časté vzájomné prerastanie, ku ktorému došlo pri pôvodnej kryštalizácii a pri procesoch autometamorfózy, čím vznikli pertitické, myrmekitické prejavy a niektoré ďalšie prípady stavby týchto minerálov, často komplikované kataklázou i ďalšími premenami.

Draselné živce v gemeridných žulách vystupujú v podobe ortoklasu i mikroklínu. V niektorých prípadoch je zreteľný metasomatický vzťah ortoklasu k plagioklasu, avšak najmä v prípade vystupovania mikroklínu — podľa J. G u b a č a (1971) — možno počítať s uplatnením metasomatických procesov. Objem K-živcov sa naopak znížil pri prejavoch autometamorfózy a hlavne pri tektonometamorfóze. Pozoruhodné je zistenie J. G u b a č a (l. c.), že v oblasti Hnilca v štruktúrnom vrte smerom do hĺbky pribúda ortoklasu na úkor plagioklasu.

Bazicita *plagioklasov* v gemeridných žulách najčastejšie neprekračuje hranicu albit — oligoklas. To platí predovšetkým pri horninách, v ktorých zo živcov tvoria podstatnú časť alebo prevažujú plagioklasy. Novšie v oblasti Hnilca zistil J. G u b a č (l. c.) i plagioklasy so špecifickou váhou okolo 2,650, zodpovedajúce oligoklasu. Objemové zastúpenie plagioklasov sa znižuje v prípadoch greisenizácie; naopak v prípadoch, kde je značné množstvo albitu a K-živec chýba alebo

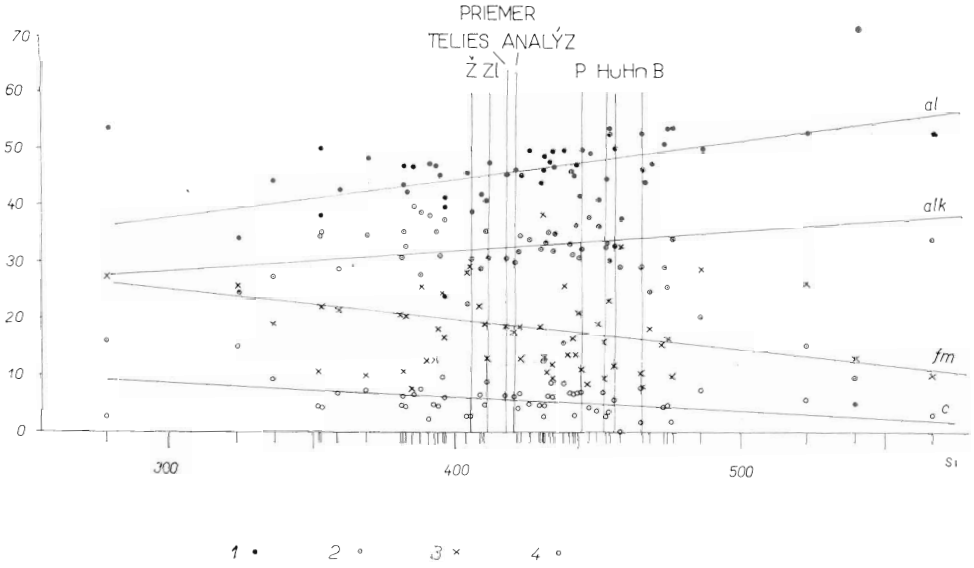


Obr. 2. Histogramy obsahu hlavných komponentov v gemeridných žulách zo 49 kompletných silikátových analýz.
Fig. 2. Histograms of principal components in the Gemeride granites from 49 complete silicate analyses.

tvorí len nepatrnú časť zo živcov, možno predpokladať autometamorfnú (metasomatickú?) premenu K-živcov a ich ubúdanie v prospech albitu. Pri procese tektonometamorfózy boli postihnuté najmä bázickejšie variety pôvodných plagioklasov. Na druhej strane je albit menej rozložený ako K-živec.

Kremeň je prítomný jednak ako produkt pôvodnej kryštalizácie, ďalej ako produkt autometamorfných až hydrotermálnych premien. Magmatický kremeň gemeridných žúl je často kataklázovaný, ale iba v niektorých prípadoch rekryštalizoval. Magmatická korózia kremeňa bola pozorovaná len v granit-porfýre (Betliar). So vzostupom obsahu plagioklasu obsah kremeňa v gemeridných žulách relatívne klesá.

Muskovit a *sericit* sú bežnou súčasťou gemeridných žúl. Muskovit sa vyvíja aj v štádiu greisenizácie, zatiaľ čo vznik sericitu je spätý s uplatnením tektonometamorfózy a hydrotermálnych premien. Podľa doterajších planimetrických analýz sa dá usudzovať, že v podstatnej časti gemeridných žúl je muskovit v rovnováhe s biotitom, ale jeho obsah stúpa smerom k vrchnejším partiám niektorých telies. Biotit naopak vo vrchných častiach telies miestami zrejme ustupuje muskovitu, do hĺbky (podľa vrtu HG-1 v Hnilci) však jeho obsah stúpa. Zvyčajne spolu so vzrastom obsahu biotitu pribúda i K-živcov. Biotit často podlieha baueritizácii a chloritizácii.



Obr. 3. Niggliho variačný diagram hodnôt *al, c, fm, alk*
1 — projekčné body hodnôt *al*, 2 — projekčné body hodnôt *alk*, 3 — projekčné body hodnôt *fm*, 4 — projekčné body hodnôt *c*.
Priemerné hodnoty jednotlivých telies: Ž — Železník — Turčok, Zl — Zlatá Idka, P — Poproč, Hu — Hummel, Hn — Hnilec — Súľová, B — Betliar. Priemer vypočítaný z priemeru telies a priemer všetkých analýz sú vyznačené samostatne
Fig. 3. Niggli's variation diagram of al, c, fm, alk values. 1 — Projection points of al values, 2 — Projection points of alk values, 3 — Projection points of fm values, 4 — Projection points of c values. Averages of individual bodies: — Ž — Železník-Turčok, Zl — Zlatá Idka, P — Poproč, H — Hummel, Hn — Hnilec, B — Betliar. The average calculated from bodies' average and the average from all analyses are indicated separately.

Z asociácie akcesorických minerálov je pre gemeridné žuly najtypickejší *turmalín*, dosahujúci až podstatné množstvo. Do hĺbky jeho obsah pozvoľne klesá a kompenzuje ho biotit. Značné zastúpenie má turmalín v greisenizovaných varietách. Ďalším minerálom, ktorého vývoj sa dá pravdepodobne odvodiť od hydrotermálnych, azda až pneumatolytických roztokov, je *fluorit*. Zdá sa, že v týchto žulách má značné horizontálne i vertikálne rozšírenie (Š. Bajaník 1963, O. Rozložník — P. Grecula — J. Hurný 1971). *Apatit* má miestami väčšie koncentrácie. Tak je to pri s. ukončení súľovského telesa alebo i v Železníku. Čiastočne môže mať zrejme pneumatolytický (autometamorfný?) pôvod. *Topás* je produktom greisenizačných procesov a podľa údajov J. Kamenického (l. c.) môže dosahovať až 6 objemových %. Najväčší význam pri týchto procesoch má vývoj *kasiteritu*. Malé zastúpenie v gemeridných žulách majú minerály uránu a vzácnych zemín.

Obraz o kvantitatívnych pomeroch hlavných minerálov poskytuje tab. 1 na str. 41. Údaje sú vypočítané z 27 doteraz vykonaných planimetrických analýz týchto hornín.

Z modálneho zloženia gemeridných žúl je zrejmé, že vo vrchných partiách jednotlivých telies sa vyvinuli najmä muskovitické (± biotit) a muskovitickoturmalinické žuly, s ktorými sú späté prejavy greisenizácie, kým v hlbších častiach sa vyvinuli muskovitickobiotitické (až biotitickomuskovitické) žuly

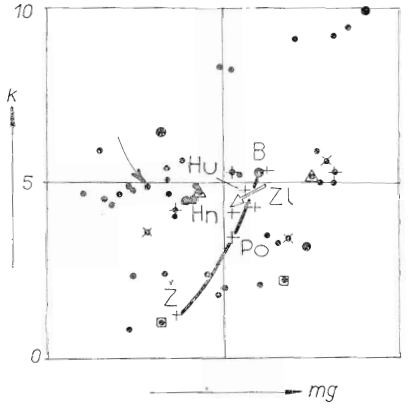
Jednotlivé telesá a náleziská gemeridných žúl sú známe na Hnilci — Súľovej, pri Betliari, Poproči, Zlatej Idke, Humli, Železníku — Turčoku; menší výskyt je pri Čučme a v oblasti Zlatej doliny (vrt SG-1). Okrem nich sa predpokladajú ďalšie na povrch nevystupujúce telesá žuly (J. Ilavský 1956). Výskyt pri Petrove sa zatiaľ petrograficky neoveril. Bližšie nie je známy ani výskyt na Šmellfárovom vrchu pri Dobšinej (J. Kamenický a L. Kamenický 1955).

II. Petrochemická charakteristika gemeridných žúl a ich telies

Petrochemická charakteristika gemeridných žúl je založená na doteraz uskutočnených 49 kompletných silikátových analýzach. Z nich pochádzalo 22 od J. Gubača (1971) z chemického laboratória GÚDŠ v Bratislave (anal. Dvonč, Šulcová, Šaturová, Jirásková, Gregorová), 9 z práce J. Kamenického a L. Kamenického (1955), 8 z páce J. Barana — E Drnzíka — L. Drnzíkovej — K. Mandákovej (1972) z laboratória Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi, 4 z práce P. Ončákovej (1945), 3 od J. Nytko-Bocheńskej (1951), 2 z práce P. Rozlozsnika (1912) a jedna analýza z práce C. Varčeka (1965). Podľa príslušnosti vzoriek k vystupujúcim telesám gemeridných žúl je 32 vzoriek zo žuly v okolí Hnilca — Súľovej, 6 zo žulového telesa pri Betliari a Čučme (5 + 1), 3 z popročského žulového telesa, 3 zo žuly pri Zlatej Idke a 2 vzorky z telesa pri Železníku a Turčoku. Lokalizácia vzoriek je v originálnych prácach. Ako vidieť z uvedeného prehľadu, hustota vzoriek z telies je veľmi nerovnomerná.

Základný charakter jednotlivých derivátov gemeridnej žuly udáva so vzostupnou kyslosťou pribúdanie obsahu SiO_2 a ubúdanie ostatných komponentov, t. j. Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, K_2O, Na_2O a P_2O_5, tvoriacich podstatnú časť žuly. Od tejto základnej zákonitosti sú v niektorých prípadoch podstatné odchýlky, ktorých význam treba hľadať v osobitných podmienkach kryštalizácie vzoriek alebo v druhotných prejavoch (najmä autometamorfných, menej epimetamorfných a hydrotermálnych) zotierajúcich ich pôvodnú mineralogickú a petrochemickú povahu.

Variačné rozpätie obsahu hlavných komponentov je na variačných diagramoch (obr. 2). *Obsah SiO_2* sa pohybuje v rozmedzí 64,04—83,15 %, pričom najčastejšie je v rozmedzí 73—76 %. V závislosti od vzrastu obsahu SiO_2 ostatné komponenty proporcionálne klesajú, najvýraznejšie K_2O, Al_2O_3 a FeO. Pre gemeridné žuly je typická presýtenosť SiO_2 (pozri planimetrické analýzy) s podstatným zastúpením voľného kremeňa. Priemerná hodnota Niggliho koeficientu



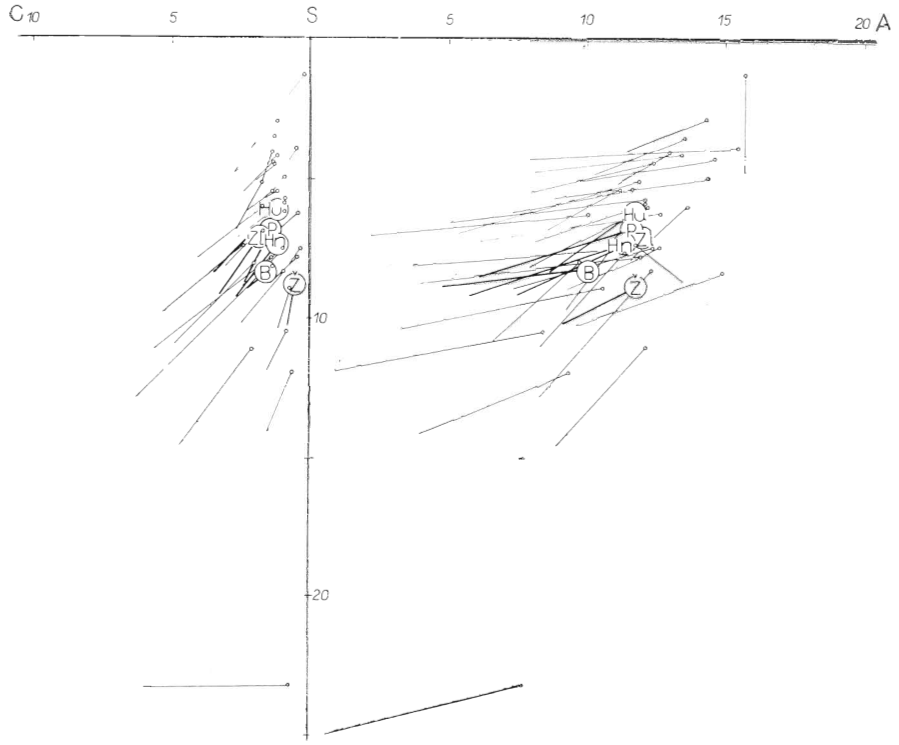
Obr. 4. Niggliho diagram *k/mg* hodnôt. 1 — priemer krušnohorských „cínonosných" žúl, 2 — priemer gemeridnej žuly, 3 — vzorky popročskej žuly, 4 — vzorky železníckej žuly, 5 — vzorky hummelskej žuly, 6 — vzorky zlatoidčianskej žuly, 7 — vzorky betliarskej žuly, 8 — vzorky hnileckej žuly. Projekčné body priemeru telies sú vyznačené skratkami ako na obr. 3.

Fig. 4. Niggli's diagram of *k mg* values. 1 — Average of the Krušné hory „tin" granites, 2 — Average of the Gemeride granite, 3 — Samples of the Poproč granite, 5 — Samples of the Hummel granite, 6 — Samples of the Zlatá Idka granite, 7 — Samples of the Betliar granite, 8 — Sample of the Hnilec granite. The projection points of the bodies' average are dindicated by abbreviations as in Fig. 3.

qz je zo všetkých analýz + 201,2 (priemer z telies je + 196,5). Priemerný obsah SiO_2 v posudzovaných analýzach je 74,14 %; priemer vypočítaný z priemerného obsahu jednotlivých telies je 73,99 %.

Variačné rozpätie Al_2O_3 je 5,01—20,88 %. priemerný obsah 13,86 %, podľa jednotlivých telies 13,50 %. Najčastejšie je obsah okolo 13,50 %. S obsahom Al_2O_3 majú ostatné komponenty len negatívne korelácie, málo významnú pozitívnu koreláciu má len K_2O.

Obsah Fe_2O_3 kolíše v intervale stopy až 4,99 % (Turčok). Priemerný obsah je 1,37 % (podľa priemeru telies 1,87 %). Obsah Fe_2O_3 vykazuje väčšinou negatívne korelácie okrem TiO_2 (ilmenit), MnO a málo významne aj s CaO. Okrem samotného obsahu Fe_2O_3 sa sledovali aj zmeny pomeru k dvojmocnému železu (pomocou pomeru 2 FeO_3/FeO, vyjadrujúceho podľa E. Szádeczkého — Kardossa (1955) redoxpotenciál hornín). Vzťah tohto koeficientu je na rozdiel od samotného obsahu Fe_2O_3 na vyjadrenie stupňa oxidácie zrejme dôležitejší. Pozitívne koreluje s SiO_2 (kyslejšie deriváty sú oxidovanejšie), MgO, CaO i K_2O, kým s ostatnými komponentmi prejavuje zreteľnú negatívnu koreláciu. Celkove možno povedať, že kyslejšie (neskoršie) deriváty gemeridnej žuly majú také hodnoty tohto koeficientu, ktoré sú charakteristické pre vyššiu úroveň intrúzie vo vzťahu k povrchu, kým v intermediárnejších varietách je hodnota koeficientu nižšia a zodpovedá nižším úrovniam. Výnimku tvorí železnícka a turčocká žula, zrejme pod vplyvom druhotných premien.



Obr. 5. Diagram Zavarického číselných charakteristík. Projekčné body a vektory priemerných analýz sú vyznačené hrubou čiarou. Skratky telies ako na obr. 3.
Fig. 5. Zavaricki's diagram of numerical charakteristics. The projection points and vectors of average analyses are indicated by thick lines. Expanation of bodies as in Fig. 3.

Tab. 1

Minerálna skladba telies gemeridných žúl podľa planimetrických analýz
Mineral composition of bodies of Gemeride granites according to planimetric analyses

	1	2	3	4	5	6	7	8
K-živec	30,81	23,60	19,07	23,67	27,53	2,70	22,12	21,23 %
Albit	23,84	24,92	29,05	30,95	25,46	62,85	30,78	32,85 %
Kremeň	37,34	38,05	41,75	37,49	40,73	21,00	37,30	36,06 %
Biolit	6,22	2,60	3,38	0,53	1,45	10,65	2,98	4,14 %
Muskovit	1,05	8,92	5,57	4,61	4,46	akc.	4,88	4,06 %
Ostatné	0,75	1,91	1,28	2,75	0,37	2,80	1,94	1,66 %
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00 %

Ostatné zložky reprezentuje najmä turmalín (Betliar, Zlatá Idka, Hnilec), magnetit, apatit (Železník) a i.

1 — priemer zlatoidčianskej žuly podľa 2 planimetrických analýz
2 — priemer betliarskej žuly podľa 5 planimetrických analýz
3 — priemer poprečskej žuly podľa 6 planimetrických analýz
4 — priemer hnileckej žuly podľa 9 planimetrických analýz
5 — priemer hummelskej žuly podľa 2 planimetrických analýz
6 — priemer železníckej žuly podľa 2 planimetrických analýz
7 — priemer všetkých planimetrických analýz (27)
8 — priemer stĺpcov 1—6 (priemer z jednotlivých telies)

Obsah FeO kolíše v intervale 0,40 (Betliar) — 2,58 % (Železník). Priemerný obsah je 1,18 % (priemer telies 0,98 %). Najčastejší je obsah v intervale 0,50—1,00 %. S obsahom FeO výraznejšie pozitívne koreluje len obsah MnO, Na_2O a CaO, kým ostatné hlavné komponenty majú negatívne korelácie. Táto skutočnosť pravdepodobne odzrkadľuje vzájomný pomer obsahu plagioklasu v (pôvodnej, pokiaľ je autometamorfovaná) hornine k biotitu s vyšším obsahom Fe.., kým od Mg-biotit vystupuje v derivátoch s podstatným zastúpením K-živca (pozitívna korelácia MgO/K_2O; pozri nižšie), hoci nemožno s istotou vylúčiť ani vzťah draselných živcov k vyššiemu obsahu dravitovej molekuly v turmalíne.

Variačné rozpätie a priemerný *obsah MnO* sú zrejmé z diagramov a tabuliek. Obsah MnO je spätý s obsahom FeO. Pozoruhodná je jeho výrazná korelácia s obsahom CaO.

Obsah MgO je najčastejšie v intervale do 0,50 %, s variačným rozpätím 0,11—3,51 % (najvyšší v mylonitizovanom granite z Hnilca — Pekliska) a s priemerným obsahom 0,73 % (aj podľa priemeru telies). Obsah MgO pozitívne koreluje len s K_2O, negatívne s Na_2O a málo významne s Al_2O_3 a SiO_2. Vzťahy s CaO a Fe_2O_3 sú nevýrazné, skôr však prevláda spoločná vzostupná tendencia, pravdepodobne už ako prejav autometamorfózy (hydrotermálnej premeny?), vedúcej k rozkladu biotitu za vzniku oxidovaných foriem železa a chloritu. Tento predpoklad podporuje i pozitívna korelácia medzi redoxpotenciálom ($2\ Fe_2O_3/FeO$) a obsahom MgO. S týmto procesom je pravdepodobne spätý aj rozklad anortitového komponentu plagioklasov za vzniku minerálov epidotozoisitovej skupiny (vzostup obsahu CaO).

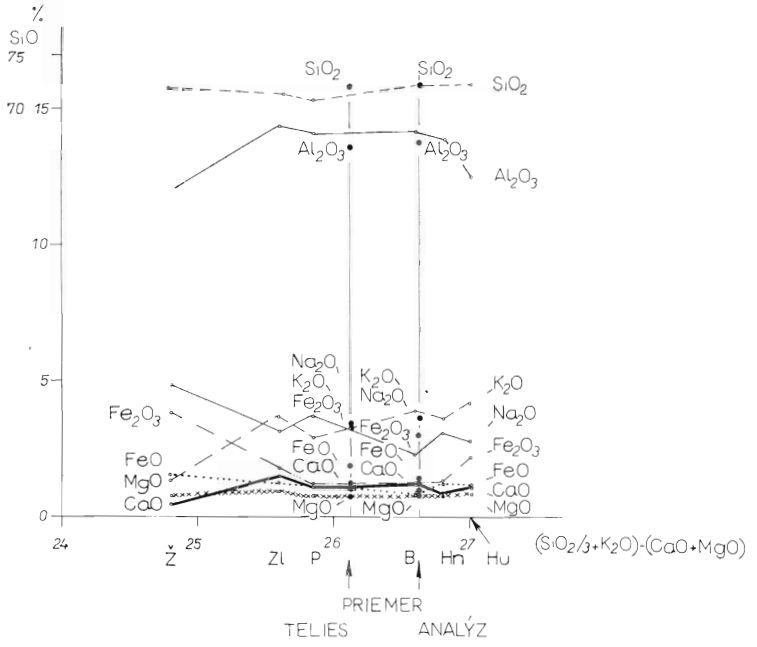
Obsah CaO kolíše v rozpätí 0,07 % (Turčok) — 3,00 % (Hnilec) s priemerným obsahom 0,94 % (podľa priemeru telies 0,96 %) a s najväčšou početnosťou v intervale 0,50—1,00 %. Obsah CaO pozitívne koreluje len s MnO, FeO a Fe_2O_3 (menej významne), kým negatívne s obsahom Na_2O, menej s Al_2O_3. Vzťahy k SiO_2 a K_2O nie sú vyhranené (skôr negatívna tendencia). Je pozoruhodné, že zmeny obsahu CaO nezávisia od zmeny pomeru troj- a dvojmocného železa.

Na_2O má variačné rozpätie 0,03 % (greisenizovaný granit-porfýr, Betliar) až 5,78 % (Železník), s priemerným obsahom 3,08 % (3,42 % podľa priemeru telies) a s maximálnou početnosťou v intervale 3,00—3,50 %. Na_2O má zreteľnú negatívnu koreláciu s obsahmi MgO, CaO a SiO_2, ako aj s koeficientom redoxpotenciálu, ale pozitívne koreluje s FeO i Fe_2O_3. Má nejasný vzťah k obsahu Al_2O_3 (skôr negatívna tendencia?), pozoruhodné sú však vzťahy s K_2O, určujúce základný charakter žúl. Do obsahu okolo 3,50 % Na_2O spolu stúpa i obsah K_2O (zodpovedajúci obsah K_2O pri tomto obsahu Na_2O je 4,16 %), ale pri vyššom obsahu Na_2O je zreteľná negatívna korelácia. Tieto vzťahy lineárny koeficient korelácie neberie do úvahy.

Obsah K_2O varíruje v intervale 0,73 % (Poproč) — 5,52 % (aplitická žula z Betliara), s priemerom 3,59 % (podľa priemeru telies 3,21 %) a s najväčšou početnosťou medzi 4,00—5,00 %. Výrazne pozitívne koreluje s SiO_2 MgO a Al_2O_3, negatívne s FeO. Zložité sú vzťahy k Fe_2O_3 a Na_2O, s pozitívnou koreláciou do obsahu K_2O okolo 2,50 % a negatívnou pri vyššom obsahu. Tento jav zrejme súvisí s autometamorfnými premenami. So vzrastom obsahu K_2O stúpa i redoxpotenciál žuly, čo je v súlade s výskytom variet s vyšším obsahom draslíka vo vyšších úrovniach telies.

Okrem charakteristiky vzťahov hlavných komponentov bol vypočítaný priemerný obsah v jednotlivých telesách žuly. Priemerný obsah z úhrnného počtu analýz je zrejme ovplyvnený počtom analýz z jednotlivých telies (najviac z okolia Hnilca), preto priemer vypočítaný z priemerného obsahu hlavných komponentov v jednotlivých telesách sa pravdepodobne lepšie približuje skutočným pomerom v dnes prístupných častiach telesa gemeridnej žuly ako celku a lepšie umožňuje extrapolovať pomery v hĺbke. Výsledky sú v tab. 2.

Vývoj magmatického radu gemeridných žúl sa sledoval aj petrochemickými



Obr. 6. Závislosť merného obsahu hlavných komponentov od poličného čísla ($SiO_2/3 + K_2O$) — (CaO + MgO). Skratky telies ako na obr. 3.

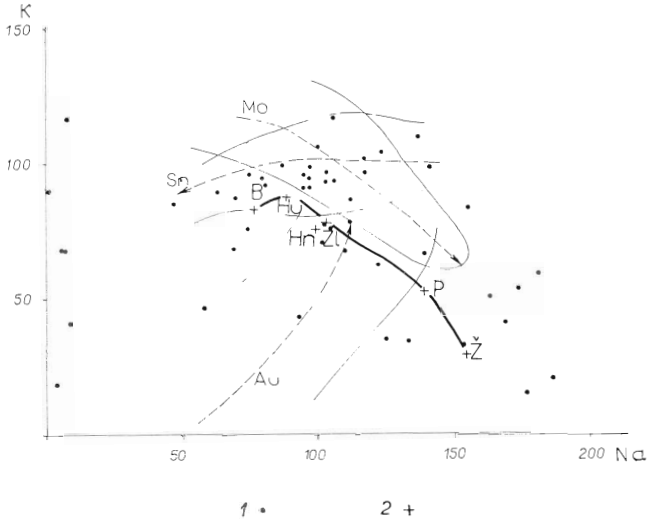
Fig. 6. Dependence of average values of the principal components on the position number ($SiO_2/3 + K_2O$) — (CaO + MgO). Explanations as in Fig. 3.

Priemerné chemické zloženie telies gemeridnej žuly Tab. 2
Average chemical composition of bodies of Gemeride granites.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	73,88	74,24	72,73	74,10	74,25	74,42	74,17	73,99 %
TiO_2	0,40	0,14	0,19	0,10	0,08	0,20	0,11	0,17 %
Al_2O_3	12,05	14,08	14,32	14,18	13,86	12,50	13,90	13,59 %
Fe_2O_3	3,79	1,17	1,71	1,21	1,24	2,21	1,37	1,87 %
FeO	1,50	1,18	1,13	0,85	1,22	1,12	1,18	0,98 %
MnO	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03 %
MgO	0,73	0,71	0,90	0,80	0,74	0,86	0,73	0,73 %
CaO	0,43	1,08	1,45	1,17	0,87	1,07	0,94	0,96 %
Na_2O	4,83	3,67	3,19	2,28	3,05	2,79	3,08	3,42 %
K_2O	1,34	2,89	3,70	3,87	3,67	4,13	3,59	3,21 %
P_2O_5	0,03	0,05	0,03	0,26	0,24	0,06	0,20	0,10 %
str. p.	?	0,52	0,16	1,04	0,99	0,54	0,89	0,69 %
	99,01	99,75	99,52	99,90	100,24	99,93	100,06	99,74 %

Strata pálením predstavuje spolu H_2O^+, H_2O^-, CO_2.

1 — priemer železnícko-turčockého telesa podľa 2 analýz
2 — priemer popročského telesa podľa 3 analýz
3 — priemer zlatoidčianskeho telesa podľa 3 analýz
4 — priemer betliarsko-čučmianskeho telesa podľa 6 analýz
5 — priemer hnilecko-súľovského telesa podľa 32 analýz
6 — priemer hummelského telesa podľa 3 analýz
7 — priemer všetkých analýz gemeridnej žuly (49)
8 — priemerné zloženie gemeridnej žuly podľa priemeru telies (priemer zo stĺpcov 1—6)



Obr. 7. Korelačný diagram atómových množstiev K/Na v gemeridných žulách. Čiarkované línie a polia Mo, Sn a Au sú korelačné krivky a polia hlavných petrometalogenetických typov granitoidov podľa V. Sattrana — K. Klomínskeho (1970). Hrubou čiarou je vyznačená korelačná krivka gemeridných žúl. 1 — priemetné body vzoriek, 2 — priemety priemerov telies. Skratky telies ako na obr. 3.
Fig. 7. Correlation diagram of atomic amounts of K/Na in Gemeride granites. The dashed lines and fields of Mo, Sn, Au are correlation curves and fields of main petrometallogenetic types of granitoids according to V. Sattran- J. Klomínsky (1970). Coarsely is indicated the correlation curve of Gemeride granites. 1 — Projection points of samples, 2 — Projections of averages of the bodies. Explanations as in Fig. 3.

prepočtami a ich grafickým znázornením podľa P. Niggliho a A. Zavarického (1955). Niggliho variačný diagram hodnôt *al*, *alk*, *fm* a *c* v závislosti od hodnoty má pomerne širokú variačnú šírku (si 278—567,5) s homogénnym rozložením vzoriek najmä do *si* = 500. So vzrastom *si* proporcionálne rastie hodnota *al* a *alk*, zatiaľ čo hodnoty *fm* a *c* klesajú. Trend týchto hodnôt zodpovedá skôr Ca-Alk magmatickému radu, pričom je pozoruhodný vyšší podiel *fm* (ako na to upozornil J. Kamenický — L. Kamenický 1955). Vzájomný pomer hodnôt *k*/*mg* vykazuje pomerne značný rozptyl (pozri diagram) s priemerom hodnôt 0.52 *mg* a 0,43 *k*, pričom priemery jednotlivých telies zaujímajú trendovú líniu od hodnôt s prevahou *mg*

Lineárne párové koeficienty korelácie medzi hlavnými chemickými zložkami v gemeridných žulách
Linear correlation coefficients of principal chemical components in Gemeride granites.

Tab. 3

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
K_2O	−0,982	−0,127	+0,538	−0,334	−0,551	−0,278	+0,573	−0,151	−0,491
Na_2O	−0,369	+0,031	−0,280	+0,370	+0,668	−0,005	−0,676	−0,397	
CaO	−0,311	+0,163	−0,350	+0,507	+0,566	+0,999	+0,122		
MgO	−0,389	+0,364	−0,427	+0,082	−0,165	−0,103			
MnO	−0,559	+0,791	−0,367	+0,660	+0,702				
FeO	−0,574	+0,258	−0,154	−0,056					
Fe_2O_3	−0,188	+0,752	−0,585						
Al_2O_3	−0,704	−0,611							
TiO_2	−0,287								

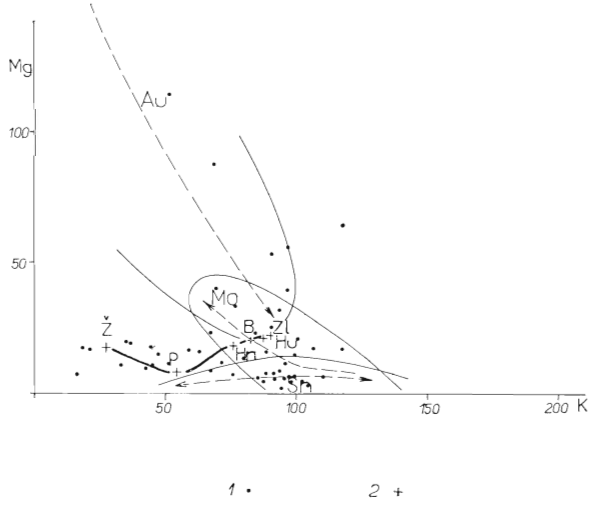
(Železník) k hodnotám s miernou prevahou *mg* (Betliar), ale časť betliarskeho a hnileckého telesa už má výraznú prevahu hodnoty *k*. Na porovnanie je v diagrame priemer *k/mg* hodnôt cínonosných žúl mladšej intruzívnej fázy v Krušných horách (podľa V. Sattrana — J. Klomínskeho, 1970). Ich projekčný bod leží v oblasti, okolo ktorej sú najmä projekčné body vzoriek z hnileckého telesa, čo je v súlade s doterajšími poznatkami o cínonosnosti tohto masívku. O týchto otázkach sa bude hovoriť ďalej.

Variačný diagram A. Zavaric-kého poskytuje charakteristický obraz gemeridných žúl. Poloha a dĺžka vektorov na ploche SAB svedčí o značnom nadbytku Al_2O_3 v gemeridných žulách, pričom nadbytok mierne stúpa smerom ku kyslejším derivátom. Rovnako charakteristická je prevaha obsahu MgO nad FeO. V projekcii na ploche SCB sa prejavuje ďalšia charakteristická črta gemeridných žúl, že prevahu obsahu K_2O nad Na_2O nachádzame skôr pri intermediárnejších členoch (miernejší úklon vektora), kým smerom k najkyslejším i bázickejším varietám sa úklon vektora približuje k línii SB a hornina sa stáva bohatšou na Na_2O (vo vzťahu ku K_2O). Charakteristickým prejavom je aj skutočnosť, že v sprievode gemeridných žúl chýbajú bázickejšie variety (najmä žilné), nehľadiac na anomálnu polohu jednej vzorky v Zavarického diagrame (dvoj-

sľudový žulový porfýr z vrtu na Hnilci — J. G u b a č 1971). Na tomto diagrame sú vyznačené aj priemerné analýzy z tab. 2. Poloha projekčných bodov i dĺžky a smer vektorov svedčia o komagmatickosti všetkých nálezísk gemeridných žúl, včítane telies v Železníku a Turčoku, pri ktorých je zreteľnejší rozdiel iba v intenzívnej autometamorfóze, spojenej s albitizáciou alkalických živcov. Spolu s touto premenou ide aj o rozklad biolitu a oxidácia Fe.

Zákonitosti petrochemického charakteru gemeridných žúl dobre dokumentuje diagram závislosti priemerného obsahu hlavných komponentov od pozičného čísla ($SiO_2/3 + K_2O$) — (CaO + MgO) čiže stupňa kyslosti (Larsenov koeficient) týchto hornín. Diagram (a projekčné body v diagrame neznázornené) sa delí na dve časti: do skupiny intermediárnejších telies (s pozičným číslom do 26) patria telesá pri Železníku — Turčoku, Zlatej Idke a Poproči, kým skupinu kyslejších telies predstavujú (so zreteľnou medzerou v plynulosti vzoriek medzi 26 a 27) telesá v Betliari — Čučme, Hnilci — Súľovej a Hummli (pozičné čísla priemeru telies nad 26,5). Časť vzoriek z Betliara a Hnilca však patrí ešte do prvej skupiny, potvrdzujúc komagmatickosť všetkých nálezík.

V tejto súvislosti sa musíme pristaviť pri jednom nedostatku doterajšieho petrografického a petrochemického spracovania gemeridných žúl. Okrem práce J. K a m e n i c k é h o — L. K a m e n i c k é h o (l. c.) nie sú doteraz uspokojujúco charakterizované jednotlivé deriváty gemeridných žúl z petrografickej a ešte menej z petrochemickej stránky. Z tohto dôvodu doteraz nie sú známe nijaké časové (parageneticke) vzťahy medzi jednotlivými derivátmi gemeridných žúl (napr. základnými typmi, ktoré vymedzil J. K a m e n i c k ý 1955). Preto sa všetky telesá pokladajú v podstate za homogénnu intrúziu bez ohľadu na prítomnosť odlišných petrografických (a zrejme i petrochemických) variet, ktorých sukcesívny vzťah môže byť zastretý, ale v skutočnosti pravdepodobne existuje. Tento nedostatok znemožňuje nateraz zostrojiť diagramy znázorňujúce

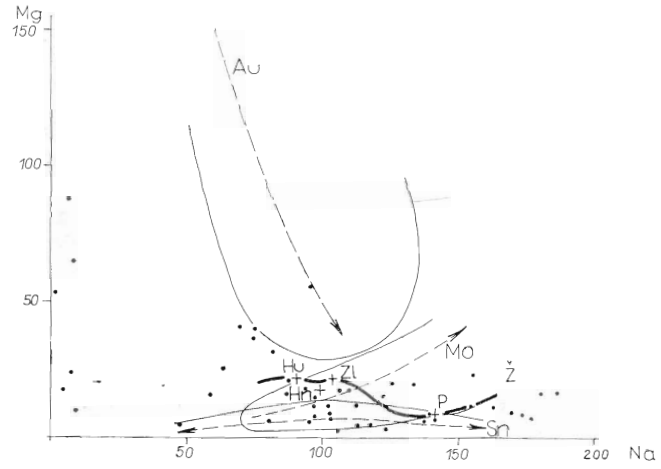


Obr. 8. Korelačný diagram atómových množstiev Mg/K v gemeridných žulách. Vysvetlivky ako na obr. 7.
Fig. 8. Correlation diagram of atomic amounts of Mg/K in Gemeride granites. Explanations as in Fig. 7.

akési interfaciálne trendy zmeny petrochemickej povahy v závislosti od sukcesívneho vzťahu jednotlivých derivátov žuly a na ich základe diskutovať o petrochemickom vývoji týchto telies a extrapolovať pomery v hĺbke. Tento nedostatok však do značnej miery ospravedlňuje skutočnosť, že všetky telesá sú nedostatočne odkryté a reálne neznáme v hĺbke (okrem časti telesa pri Hnilci — Súľovej).

Preto už spomenutý diagram závislosti od pozičného čísla (obr. 6) môže predstavovať prvé priblíženie k interfaciálnym trendom hlavných komponentov, lebo vychádza z predpokladu, že všetky telesá nereprezentujú identickú úroveň vo vývoji diferenciácie týchto hornín. Inými slovami, projekčné pásma vzoriek z telies (a priemerné hodnoty znázornené na diagrame) svedčia o príslušnosti jednotlivých telies k odlišným úrovniam v diferenciačnom trende komagmatického zdroja (hlbinného telesa). Pri takej interpretácii sa, pravda, neberie ohľad na reálne časové vzťahy medzi telesami, i keď v skutočnosti aj ony môžu byť v naznačených trendoch prítomné. Naše ďalšie úvahy sú uvedeným predpokladom zaťažené.

Základný diferenciačný trend gemeridných žúl udáva plynule vzrastajúci stupeň kyslosti, zapríčinený spoločným vzostupom najmä obsahu SiO_2 a K_2O, kým ostatné zložky MgO, MnO, FeO, CaO a Na_2O) vykazujú ako najsilnejší trend pokles priemerného obsahu. Pomerne zložitejšie sú vzťahy Al_2O_3 a Fe_2O_3 (zrejme ich časti viazanej v mriežke sľudových minerálov), pretože obsah Al_2O_3 pri intermediárnejších fáciách má vzostupný, ale pri kyslých fáciách klesajúci trend. Pravdepodobne pri najkyslejších varietách hodnotu pozičného čísla ovplyvňuje prudký vzrast obsahu kremeňa (greisenizácia). Detailnejšie sledovanie trendu Fe_2O_3 svedčí skôr o vzostupe obsahu smerom ku kyslým derivátom, čo je v sú-



1 • 2 +

Obr. 9. Korelačný diagram atómových množstiev Mg/Na v gemeridných žulách. Vysvetlivky ako na obr. 7.
Fig. 9. Correlation diagram of atomic amounts of Mg/Na in Gemeride granites. Explanations as in Fig. 7.

lade s ich priestorovou pozíciou vo vyšších úrovniach jednotlivých telies i žulového plutónu ako celku. Obsah mafických komponentov a CaO má všeobecne klesajúci trend. Pri detailnom členení sa však z tohto trendu vyčleňujú variety prevažne biotických (až dvojsľudových) žúl (s pozičnými číslami do 26) najmä z telies Poproč, Zlatá Idka, menej Hnilec — Súľová, kde prevláda čiastkový, zreteľne pozitívny trend, naznačujúci pravdepodobne asimilačné procesy a obohatenie taveniny na úkor bázickejších hmôt plášťa. Naopak, variety s prevažne porfyrickým vývojom i v tomto intervale zodpovedajú všeobecnému trendu (žulové porfýry), preto pri nich nemožno predpokladať väčší vplyv asimilácie plášťa na vývoj petrochemickej povahy. Obsah Na_2O všeobecne klesá od intermediárnejších k najkyslejším fáciám, čo je v súlade s predstavou silnejšej albitizácie intermediárnejších fácií (šachovnicovitý albit telies na Železníku — Turčoku, pri Poproči a Zlatej Idke). Metasomatický vznik mikroklínu v týchto telesách je zrejme menej častý ako v telesách bližších k s. okraju Spišsko-gemerského rudohoria: v Hnilci — Súľovej, Hummli a Betliari — Čučme (najmenej).

Doterajšie poznatky o distribúcii stopových prvkov v gemeridných žulách sú nedostatočné. Doteraz je 91 kvantitatívnych stanovení stopových prvkov zahrňujúcich údaje o obsahu Zn, Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, Zr, V, Ba, Sr a Li. Z analýz je 87 z telesa Hnilec — Súľová, 2 z betliarskej a 2 z poproč skej žuly. Z ostatných telies sú k dispozícii len semikvantitatívne údaje. Vzťahy stopových prvkov k makroelementom nie sú známe. Zo vzťahu k priemerným pozičným číslam jednotlivých telies vyplýva, že smerom ku kyslým diferenciátom stúpa oblasti Li, Zr, Sn, Ga a Pb; naopak klesá obsah Ni a V. Tieto údaje treba pokladať za predbežné a vyžadujú doplňujúce dáta. Súhrnne možno konštatovať, že doterajšie poznatky o obsahu stopových prvkov sú nedostatočné a podmienky ich koncentrácie a rozptylu v gemeridných žulách nie sú známe.

III. Petrometalogenetický charakter gemeridných žúl

Na posúdenie vzťahu telies gemeridnej žuly (na povrchu, ale i predpokladaného hlbinného telesa) k mineralizácii v Spišsko-gemerskom rudohorí sa — podľa existujúcich analytických dát — vyšetrila petrometalogenetická povaha vystupujúcich diferenciátov žuly v zmysle práce V. Sattrana — J. Klomínského (1970) a využili sa petrochemické kritériá na zaradenie gemeridných žúl do niektorých petrometalogenetických sérií intruzívnych hornín, ktoré títo autori stanovili. Výsledky znázorňujú tri diagramy (obr. 7 až 9). Podľa týchto klasifikačných kritérií sa gemeridné žuly najviac približujú petrometalogenetickému radu prechodného Mo-W typu, hoci niektoré telesá (najmä Hnilec — Súľová, Hummel a Betliar) prejavujú v petrochemickom ráze diferenciačné tendencie, ktorými sa blížia k typickým cínonosným žulám. Najmenší rozptyl majú vzorky gemeridnej žuly petrometalogenetického radu Au-nosných intruzív (iba podľa atómových množstiev a pomeru K/Na), čo je v súlade s doterajšími poznatkami pomerne malej diferenciácie jednotlivých čiastkových derivátov gemeridnej žuly. Je známe, že intruzívne komplexy s Au-mineralizáciou sa vyznačujú pomerne veľkým rozpätím a pestrosťou (komplexnosťou) diferenciátov a sú v priemere o niečo bázickejšie (napr. stredočeský plutón). V tejto súvislosti je pozoruhodné, že predpokladanými najmladšími diferenciátmi gemeridných žúl sú najkyslejšie deriváty, kým naopak, najväčšie koncentrácie zlata v hydro-

termálnych produktoch nachádzame tiež v najmladších členoch mineralizácie (spolu s antimonitom).

Podľa už uvedenej klasifikácie petrometalogenetických radov (sérií) intruzívnych hornín je pravdepodobné, že pomerne ojedinelé doterajšie nálezy W-mineralizácie by mohli byť indikátormi významnejšieho zrudnenia podobne ako ojedinelé nálezy molybdenitu. Z priemerných atómových množstiev K, Na a Mg, ktoré uvádza V. Sattran — J. Klomínský (l. c.), sa priemer gemeridných žúl najviac približuje k hodnotám žúl Kalba-narymskej zóny (sv. Zabajkalsko), ktoré sú charakteristickým členom práve prechodného, Mo-W petrometalogenetického radu (I. V. Kazitsin et al. 1962, cit. podľa V. Sattrana — J. Klomínskeho, l. c.). Predpoklad príslušnosti gemeridných žúl k tomuto typu podporuje aj fakt, že doterajšie najkyslejšie deriváty sú známe len z malých intrúzií, zatiaľ čo predpokladané hlbšie časti plutónu by mali mať o niečo vyššiu bazicitu (t. j. mali by byť vzdialenejšie od kyslých Sn-nosných typov).

Z vyznačených priemerných atómových množstiev K, Na a Mg v jednotlivých telesách gemeridnej žuly v posudzovaných diagramoch vyplýva, že kritériám petrometalogenetického Au-radu sa najviac približujú telesá bližšie k j. okraju Spišsko-gemerského rudohoria (Železník — Turčok, Betliar — Čučma, Poproč a Zlatá Idka). Táto skutočnosť je v dobrom súlade aj s rozložením doteraz známych nálezísk hydrotermálnej mineralizácie so zvýšeným obsahom Au bližšie k j. okraju Rudohoria. Možno predpokladať, že aj prípadné bázickejšie diferenciáty gemeridnej žuly by sa mali zúčastňovať na stavbe hlbinného plutónu v jeho j. polovici, kým podstatnú časť stredného pásma by mohli zaujímať prevažne intruzívne horniny vyhovujúce kritériám prechodného Mo-W radu. Z tohto predpokladu vyplýva aj záver, že cínonosné deriváty by mali zaujímať externú (a apikálnu?) polohu na s. (až sv.) okraji centrálneho hlbinného telesa s pripovrchovými prejavmi v pásme medzi Hnilcom až Hummlom.

Uvedené predpoklady zrejme vystihujú len základné tendencie v petrometalogenetickej špecializácii gemeridných žúl a jej jednotlivých telies. Analýzy použité v tejto práci zatiaľ iste nevystihujú variáciu v petrochemickom ráze hornín v celej šírke. Dá sa očakávať, že ďalšie údaje umožnia úplnejšie zhodnotiť význam petrochemického charakteru gemeridných žúl pre mineralizáciu v Spišsko-gemerskom rudohorí.

LITERATÚRA

Bajaník, Š. 1963: Správa o sledovaní fluóru a bóru v hnileckom granite. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 12 s.

Baran, J. — Drnzík, E. — Drnzíková L. — Mandáková, K. 1972: Petrografia a petrochémia cínonosných telies žuly pri Hnilci. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Sp. Nová Ves, 46 s.

Gubač, J. 1971: Petrochémia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 202 s.

Ilavský, J. 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. VSRP Spišská Nová Ves, Manuskript — archív Geol. prieskumu, Sp. Nová Ves, 189 s.

Kamenický, J. — Kamenický, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41 (Bratislava), s. 3—73.

Nytko-Bocheńska, J. 1951: Przyczynki do petrografii Gór Hnileckich (Spisko-Gemerskich). Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego, 20/4, Kraków, s. 79—93.

Ončáková, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zoš. 39 (Bratislava), s. 1—54.
Rozlozsnik, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. Jahrb. ungar. geol. Reichsant., Budapest, 262 s.
Rozložník, O. — Grecula, P. — Hurný, J. 1971: Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke. Mineralia slov., 3, s. 154—155.
Sattran, V. — Klomínský, J. 1970: Petrometallogenetic Series of Igneous Rocks and Endogenous Ore Deposits in the Czechoslovak Part the Bohemian Massif. Sbor. geol. věd. ř. LG, 12, s. 65—154.
Vachtl, J. 1937: Žula od Hnilce ve Slovenském Rudohoří. In: Sbor. št. banského múzea v B. Štiavnici. 1. Banská Štiavnica, s. 110—113.
Varček, C. 1985: Príspevok k petrografii magmatických hornín okolia Rožňavy. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 5—32.
Varga, I. 1972: Regionálna metamorfóza Spišsko-gemerského rudohoria, petrochémia hydrotermálne nepremenených hornín a ich vzťah ku zrudneniu. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 147 s.
Zavarickij, A. N. 1955: Úvod do petrochémie vyvrelých hornín. 1. vvd. Bratislava, Slov. vydavateľstvo technickej literatúry, 350 s.

PETROCHEMICAL AND PETROMETALLOGENIC PROPERTIES OF THE GEMERIDES GRANITE

IMRICH VARGA

The intrusion of the Gemerides granites is generally assumed as the most important factor in the geological history of the area as far as the metallogenesis concerned.

Granites in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. occur on the surface in several small bodies (stocks) in the area of Hnilec-Súľová, Betliar-Čučma, Hummel, Poproč, Zlatá Idka and Železník-Turčok. According to geophysical data it is supposed that these occurrences represent only top-level of a very weakly differentiated plutonic mass however complicated in external shape.

Modal composition of granites changes here from muscovite (± biotite) and muscovite-tourmaline granite with abundant greisenisation to two-mica granite in the deeper parts of individual outcropping bodies.

Based on 49 silicate rock analyses the petrochemical classification of the Gemerides granite is reviewed.

The main petrochemical character of the Gemerides granite is given by growing content of SiO_2 and K_2O whereas by decreasing one of other componenst (Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O and P_2O_3) depending on rising acidity of individual derivates. There are however important deviations from this main rule. Their reason seems to be in special conditions of crystallization or in epigenetic alteration (mainly autometamorphic and less epimetamorphic or hydrothermal) which effected changes in mineral assemblages and that in petrochemical composition.

According to achieved results all granite occurrences in the Gemerides are comagmatic. Trends in changes of main components and that in petrochemical characteristics (P. Niggli, A. Zavaritskij) correspond to calc-alkaline magmatic series with substantial anomalous tendencies. These anomalous tendencies seem to be manifested in strong autometamorph alteration of apical parts in individual stock-forming bodies. Till now it is impossible to judge

on the successive relations and paragenetic development of individual derivates in a satisfactory manner. Interfacial trends have been substituted by manifestation of petrochemical changes subsequent upon changes of acidity degree $(SiO_2/_3 + K_2O) - (CaO + MgO)$.

It was ascertained that a distinct deficiency exists in continuity of individual samples (and in continuity of average values from individual bodies) between values 26—27 of this coefficient.

The main differentiation trend of the Gemerides granite is given by continuously growing acidity degree caused by rise of SiO_2 and K_2O content while other components (MgO, MnO, FeO, CaO and Na_2O) show decrease as strongest tendency. Relatively complicated are relations of Al_2O_3 which is rising in intermedialte but decreasing in acid varieties. Values of acidity degree of mostly acid varieties are probably influenced by extraordinary high quartz content (greisenization).

Detailed investigation of the Fe_2O_3 trend testifies increasing tendency toward more acid derivates what is in accordance with their spatial distribution in highest levels of individual bodies and that of the granite body in the whole (oxydization). Contents of mafic components and of CaO manifest generally decreasing trend toward growing acidity degree. Particularly varieties of mainly biotite (and two-mica) granites with acidity degree up to 26 (from granite bodies of Poproč, Zlatá Idka and less that of Hnilec-Súľová) are separated from this general trend. Their partial, evident positive CaO trend probably indicates assimilation processes and enrichment of the melt with constituents of the mantle. On the other hand, varieties showing predominanty porphyric texture (graniteporphyries) correspond to common trend even in this interval. Therefore significant influence on petrochemical character by assimilation processes may be not assumed in this case.

Since the Na_2O content generally decreases from intermediate to acid facies, like that corresponds to more intensive albitisation occuring in more intermediate rocks (chess-board albite from Železník — Turčok, Poproč and Zlatá Idka bodies). Metasomatic microcline is evedently less abundant in these occurrences than in more northern granite bodies of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. (Hnilec-Súľová, Hummel and Betliar-Čučma).

The petrometallogenic character of reviewed samples in comparison with references (V. Sattran — J. Klomínský 1970) mostly points to conspicuous relationship to transitional Mo — W petrometallogenic series although differentiation trends of typical Sn-bearing granites are present in some bodies (mainly Hnilec — Súľová, Hummel, Betliar). Weakest dispersion has been proved to the petrometallogenic Au-series (only according to K/Na ratio) in individual samples. That is to accordance with so far achieved knowledge about relatively tight differentiation range of individual granite derivates. Igneous rocks of the petrometallogenic Au-series from other areas of the world occupy the whole intermediate field of the differentiation range and are characterised by complexity of individual differentiates (e. g. Central Bohemian Pluton). In this connection it is interesting that the presumed youngest differentiates of the Gemerides granite are the most acid ones while on the other hand likewise highest concentrations of gold (together with antimonite) occur in the youngest portions of mineralisation.

According to the reviewed petrometallogenic character of Gemerides granite

so far relatively scarce indications of tungsten and rare findings of molybdenite seem to indicate a more important mineralisation. Average values of atomic amounts of K, Na and Mg approach to these in the granites of the Kalba — Narym zone (NE Transbaikalia) which are characteristic members of transitional Mo — W petrometallogenic series. Evidence that the most acid derivates of Gemerides granite are known from small intrusives seems to prove relationship to this type of intrusions, while more basic differentiates (e. g. away from acid tin-bearing varieties) occupy supposed abyssal parts of the pluton.

Indicated values of K/Na, Mg/K and Mg/Na ratios in individual bodies of Gemerides granite prove that bodies which approach the character of the petrometallogenic Au-series are situated near to the southern border of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. This coincides with known spatial distribution of gold-bearing hydrothermal mineralisation near to the southern margin of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts.

The presumed intermediate differentiates seem to participate in the composition of the pluton in southern half of the area while the main part of the central zone is built up of intrusives corresponding to transitional Mo — W series. From the above conditions follows that tin-bearing derivates occupy external (and top-level) parts of the plutonic body with superficial manifestations in the belt between Hnilec and Hummel.

Preložil autor

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 53—59

KRITÉRIÁ CÍNONOSNOSTI A METALOGENETICKEJ ŠPECIALIZÁCIE NIEKTORÝCH TYPOV GRANITOV SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

L. DRNZÍKOVÁ* — K. MANDÁKOVÁ** — E. DRNZÍK*** — J. BARAN****

Československé Západné Karpaty patria v zmysle štruktúrno-tektonického členenia Európy H. Stilleho (1953) k Neoeurópe, v ktorej podľa D. V. Rundkvista, V. K. Denisenka, I. G. Pavlova (1971), B. L. Flerova, L. N. Indeleva, J. V. Jakovleva a B. J. Bičusa (1971) sú cínonosné granity a ložiská cínu atypické, resp. sú známe len prejavy vysokotermálnej mineralizácie na úrovni rudných výskytov, prakticky bez ekonomického významu.

V ostatných rokoch sa v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria zistil pozoruhodný výskyt vysokotermálnej Sn-W-(Mo) mineralizácie geneticky viazanej na gemeridné granity ako na produkt alpínskeho tektono-magmatického cyklu a metalogenetickej epochy. Jeho štúdium dopĺňa doterajšie poznatky o cínonosnosti granitov a o prítomnosti vysokotermálnej mineralizácie v alpínskej zvrásnenej zóne.

Základné črty gemeridných granitov z hľadiska cínonosnosti

Gemeridné granity reprezentuje vo väčšine prípadov biotitový až biotitickomuskovitický strednozrnný granit s rozličnými zrnitostnými varietami v oboch smeroch. Známe sú aj porfyrické variety. V apikálnych častiach prevládajú aj leukokrátnejšie jemnozrnnejšie variety, v ktorých prevažuje muskovit nad biotitom.

Sú acidné leukokrátne, patria k alkalickému radu a vyznačujú sa všeobecne výraznými autometamornými a postmagmatickými premenami v podobe turmalinizácie, felšpatitizácie, fluoritizácie, baueritizácie, biotitizácie, muskovitizácie živcov a greisenizácie. Obsahujú pegmatiticko-pneumatolytické minerály, ako je turmalín, topás a fluorit. V podobe akcesórií sa v nich nachádza zirkón, rutil, ilmenit, anataz, apatit, ortit, magnetit, kasiterit a iné.

Ďalšími nepriamymi príznakmi cínonosnosti gemeridných granitov je prítom-

* Ing. Lýdia Drnzíková, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, 052 80 Spišská Nová Ves.

** Ing. Katarína Mandáková, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, 052 80 Spišská Nová Ves.

*** Ing. Eduard Drnzík, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, 052 80 Spišská Nová Ves.

**** Ing. Ján Baran, Slovenský banský úrad, 800 00 Bratislava.

nosť kasiteritu, stanínu a ferberitu v niektorých žilách hydrotermálneho pôvodu v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (J. Kantor 1953, L. Drnzíková 1967 a i.).

Petrografická rôznorodosť, petrogeochemické odlišnosti a štruktúrne variety granitov na jednotlivých lokalitách nie sú len produktom kryštalizačnej diferenciácie a erozívneho zrezu, ale aj produktom derivácie magmy. Gemeridné granity zrejme reprezentujú mnohofázový magmatický komplex, ktorého najmladšie diferenciáty boli obohatené ľahko pohyblivými fluidmi, najmä bórom (E. Drnzík 1974).

Z uvedeného je zrejmé, že gemeridné granity majú celý rad veľmi dôležitých nepriamych príznakov svedčiacich o ich potenciálnej cínonosnosti.

Priame dôkazy o cínonosnosti, resp. metalogenetickej špecializácii hnileckých a betliarskych granitov

Štúdium oboch granitových telies sa uskutočnilo metódou úplného petrograficko-mineralogického a petrogeochemického rozboru s použitím komplexu analytických metód. Skúmali sa aj akcesorické minerály, charakterizujúce tzv. akcesoricko-minerálnu špecializáciu granitov. Akcesórie sú hlavnými komponentmi v magme prítomných rudných prvkov a prchavých zložiek. Sú aj indikátormi metalogenetickej špecializácie magmatických komplexov (M. G. Rubová, V. S. Koptev-Dvornikov 1970).

Tieto dve granitoidné telesá sa veľmi výrazne petrograficky odlišujú.

Hnilecké granity reprezentuje najmä strednozrnný dvojsľudový granit s premenlivým podielom muskovitu na úkor biotitu. Betliarske teleso reprezentuje hlavne granit-porfýr s rozličným podielom sľúd a turmalínu, ako aj aplitický granit, a to s prevládajúcim topásom alebo turmalínom.

Akcesorické minerály sú v podstate pre obe telesá zhodné, mení sa len ich percentuálne zastúpenie. Reprezentuje ich turmalín, fluorit, apatit, ilmenit, anataz, zirkón, rutil, pyrit a leukoxén. V hnileckých granitoch je prítomný monazit, xenotím a uránové minerály, najmä uraninit (L. Drnzíková 1974). Podiel uránových minerálov vzrastá v kyslých diferenciátoch, a to v aplitických granitoch, najmä v žilných aplitoch. Uraninit sa prevažne sústreďuje v sľudách, v menšej miere v živcoch a kremeni. Uraninit kvalitatívne identifikovala mikrosonda JMX-5A. Meranie robil J. Krištín na fakultnom pracovisku röntgenovej mikroanalýzy CHTF SVŠT Bratislava. Betliarske granity sa vyznačujú vyššou koncentráciou najmä apatitu, zirkónu a Ti-minerálov (ilmenitu, rutilu a anatazu). V aplitických granitoch je v porovnaní s aplitickými hnileckými granitmi vo zvýšenej miere kasiterit, najmä však kolumbit. Nachádza sa vo forme mikrouzavrenín v rutile. Bol identifikovaný na mikrosonde JMX-5A. Nb-ilmenorutil z okolia betliarskeho telesa opísal C. Varček (1959).

Betliarske aplitické granity okrem toho obsahujú veľké množstvo apatitu a najmä topásu, takže bol vyčlenený samostatný topásový typ granitu.

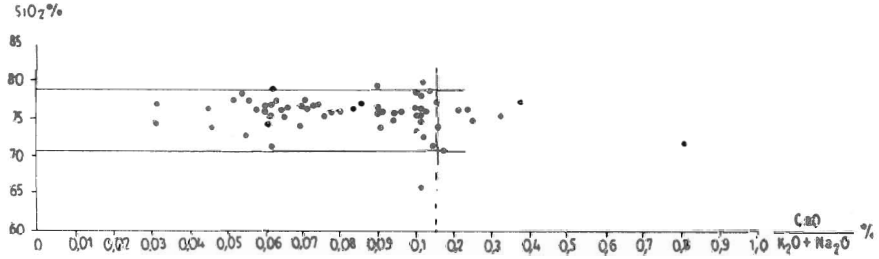
Petrochemické prepočty hnileckých granitov Zavarického metódou potvrdili, že ide o granity blízke alkalickým. Petrochemické prepočty Niggliho metódou potvrdili príslušnosť základných variet hnileckých granitov k apliticko-granitovému typu magmy.

Na porovnanie chemizmu gemeridných granitov s cínonosnými granitmi cínových provincií boli zostrojené bodové diagramy, v ktorých sa porovnal obsah

SiO_2 ku $\frac{CaO}{Na_2O + K_2O}$ (obr. 1). Zistené údaje sme vyniesli do kontúrového diagramu, ktorý zostavil P. Molnár z Katedry geológie Univerzity v Miškovci zo 150 údajov o cínonosných granitoch rozličných cínových provincií. Diagram dokumentuje zhodu chemizmu porovnávaných typov a dokazuje, že chemizmus gemeridných granitov nie je v rozpore s chemizmom cínonosných granitov.

Metalogenetickú špecializáciu, resp. cínonosnosť hnileckého a betliarskeho granitného telesa potvrdzuje obsah rudných prvkov a prchavých komponentov v granitových horninách a v horninotvorných mineráloch (tab. 1).

Obsah Sn v hnileckých granitoch sa pohybuje v rozmedzí od 40 do 130 g/t. Priemerný obsah cínu, hodnotený pomocou kumulatívnej krivky, je 68 g/t. Smerom ku kontaktu granitu s horninami plášťa, teda smerom od strednozrnného dvojsľudového granitu k jemnozrnnému aplitickému granitu obsah cínu postupne stúpa, až v bezprostrednej endokontaktnej zóne dosahuje miestami prvé



Obr. 1 — Postavenie hnileckého a betliarskeho granitu v rámci granitov cínonosných provincií na základe pomeru kremeňa k alkáliám.

desatiny percenta. Priemerný obsah W je 12 g/t. Smerom ku kontaktu sa jeho obsah znižuje do 5,5 g/t.

Betliarsky granit-porfýr obsahuje 18—25 g/t Sn a 3,8 g/t W a aplitico-topásový granit 27 g/t Sn a od 25 do 110 g/t W.

Okrem toho obidve granitné telesá majú zvýšený obsah F, B, U (tab. 1). Obsah F sa pohybuje od 0,09 do 0,7 % (aplitické topásové granity), čo je v priemere 2—5-krát viac ako pri kyslých horninách (A. P. Vinogradov 1962).

Obsah B_2O_3 podľa údajov V. L. Barsanova (in M. G. Rubová, V. S. Koptev-Dvornikov 1970) v bóronosných granitoch sa pohybuje od 50 do 120—150 g/t, kým granity, v ktorých nevystupujú boráty, obsahujú 10 g/t B_2O_3. V hnileckých strednozrnných granitoch obsah B dosahuje 970 g/t, v aplitických 28 g/t. V betliarskych granitoch je obsah bóru oveľa nižší ako v hnileckých a pohybuje sa od 71 g/t v aplitických topásových granitoch do 280 g/t v hrubozrnných granitoch.

Priemerný obsah U v gemeridných granitoch od Hnilca a Čučmy dosahuje $18{,}6.10^{-4}$ % (M. Tréger 1972), je teda 5-krát vyšší ako obsah (klark) $U\text{-}3.10^{-4}$ % v acidných horninách (A. P. Vinogradov 1962).

Betliarske granity sa od hnileckých odlišujú vyšším obsahom Ba, Rb, Sr a nižším obsahom B, Li, Sn (tab. 1). Ich geochemická charakteristika je vcelku analogická so zabajkalskými cínonosnými granitmi, okrem vyššieho obsahu Sn a W (V. Zoubek, L. V. Tauson, V. D. Kozlov, M. J. Kuzmin 1972). Obidva študované gemeridné granity sa svojou geochemickou charak-

teristikou odlišujú od cínonosných granitov Krušných hôr, ktoré majú vyšší obsah F, Li, Rb, Ba, Sr (V. Zoubek a i. 1972).

Sledoval sa aj obsah vzácnych prvkov v hlavných horninotvorných minerálach z rozličných variet granitov, a to v kremeni, živcoch, sľudách a v turmalínoch. Sľudy sú v granitoch minerálmi-koncentrátormi vzácnych prvkov, živce sú minerálmi-nositeľmi týchto prvkov.

Chemizmus horninotvorných minerálov sme sledovali spektrálnymi kvalitatívnymi analýzami v stupnici SPD (tab. 2). Obsah Sn bol overený kvantitatívnymi spektrálnymi analýzami (tab. 3).

Obsah Sn v kremeňoch sa pohybuje v rozmedzí 3—6 g/t. Najvyšší obsah Sn v sľudách je do 478 g/t.

Podľa L. V. Tausona (1961) je obsah Sn v biotitoch cínonosných granitov 300 g/t, v živcoch 15—50 g/t, v kremeni 3 g/t.

V horninotvorných mineráloch hnileckých granitov je vyšší obsah Sn a v sľudách sú prítomné Tl, La, Be, Ge a In. Vo všetkých mineráloch betliarskych granitov je vyšší obsah W a v sľudách boli overené Nb, Ta, Be, Ge a Zn. Sľudnaté minerály čučmianskeho masívu majú v porovnaní so sľudami hnileckých a betliarskych granitov vyšší obsah Mo (do 7 SPD) a prítomný je Nb.

Podľa kritérií potenciálnej rudonosnosti granitoidných masívov (L. V. Tauson 1961, M. G. Rubová 1956, M. G. Rubová a V. S. Koptev-Dvornikov 1970) hnilecký strednozrnný muskovitico-turmalinický a jemnozrnný (aplitický) granit na základe obsahov Sn 68 g/t, W 12 g/t možno pokladať za cínovo-volfrámonosný. Betliarske granitné teleso s obsahom W od 3,5 do 110 g/t za volfrámonosné. S betliarskymi aplitickými topásovými granitmi, charakteristickými vysokým obsahom F — do 7000 g/t — a prítomnosťou akcesorického kolumbitu, môže byť geneticky a parageneticky spätá postmagmatická Nb-Ta mineralizácia.

V súčasnosti je cínonosnosť gemeridných granitov dokázaná nielen zistením výrazných geochemických anomálií cínu v sekundárnom geochemickom poli (J. Baran 1963, 1964 a 1971), ale i zistením vysokotermálnej Sn-W(Mo) mineralizácie geneticky, parageneticky a priestorovo viazanej na súľovské teleso hnileckých granitov v Medveďom potoku pri osade Hnilec (J. Baran — L. Drnzíková — K. Mandáková — E. Drnzík 1970a, 1970b, 1971).

V ostatnom čase sa našli aj šlichové anomálie kasiteritu v blízkosti poprečského žulového masívu (I. Matula, P. Grecula 1973) a rozsypové akumulácie kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka (E. Drnzík 1974, v tlači).

Okrem toho bola dokázaná i geochemická odlišnosť cínonosných gemeridných granitov v porovnaní s cínonosnými granitmi Českého masívu a Zabajkalska (B. Cambel, L. V. Tauson, L. Kamenický, V. D. Kozlov, J. Baran a E. Drnzík 1972).

Geochemická povaha hnileckých a betliarskych granitov, zhodnosť pomeru kremeňa a alkálií s údajmi cínonosných granitov cínových provincií, autometamorfné a postmagmatické premeny granitov, akcesoricko-minerálna špecializácia, obsah Sn a W v jednotlivých typoch granitov i v horninotvorných mineráloch, zvýšený obsah najmä B, F a U, zistená vysokotermálna Sn-W-Mo mineralizácia dokazujú nielen cínonosnosť, ale i metalogenetickú špecializáciu niektorých typov gemeridných granitov a napokon aj metalogeochemickú odlišnosť v porovnaní s cínonosnými granitmi iných cínových provincií.

Doručené 3. 5. 1974
Odporučil Cyril Varček

Tab. 1

Intruzív. teleso		Obsah prvkov													
		%			g/t										
	Strednozrnné granity 1	Na 2,24	K 3,66	F 0,16	Ba 60	Bl 2,1	B 970	Cs 30	Li 108	Pb 9	Rb 67	Sn 63	Sr 30	W 13,0	Zn 50
	Strednozrnné granity 2	2,94	3,64	0,29	52	3,0	780	36	180	2	76	74	24	11,1	40
	Aplitický granit 3	2,76	2,42	0,16	90	1,75	28	22	78	1	58	100	18	5,5	20
	Granit porfýr 4	2,06	3,50	0,15	200	3,15	56	10	56	10	236	18	40	3,8	40
	Granit porfýr 5	2,40	3,28	0,09	200	4,65	100	13	48	22	290	25	45	3,6	40
	Hrubozrnný granit 6	2,22	3,58	0,16	220	2,45	280	20	58	9	230	7,2	43	5,6	30
	Aplitický granit 7	3,22	4,16	0,68	93	2,2	71	94	79	14	94	27	79	25	50
	Aplitický topásový granit 8	4,20	3,04	0,70	80	—	—	—	—	30	—	st.	—	110	40

Tab. 1 — Geochemická charakteristika granitov hnileckého a betliarskeho telesa. Vz. č. 1—7 boli analyzované v Inštitúte geochémie Sibírskeho oddelenia AN ZSSR v roku 1972. Vz. č. 8 bola analyzovaná v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves.

Tab. 3

P. č.	Číslo vzorky	Minerál	Sn	
			g/t	škála SPD
1.	UŠH-1	Kremeň	5	3
2.	UŠH-12	Kremeň	3	2
3.	UŠH-32	Kremeň	6	4
4.	UŠH-1	Muskovit	417	12
5.	UŠH-12	Muskovit	417	12
6.	UŠH-32	Muskovit	478	12
7.	UŠH-32	Živce	19	5

Tab. 3 — Obsah Sn v horninotvorných mineráloch hnileckých granitov v g/t a v stupnici SPD. Analýzy boli urobené v Laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves.
Analyzoval K. Jelínek a E. Stanková.

Tab. 2 — Obsah vzácnych prvkov v hlavných horninotvorných minerálach granitov hnileckého a betliarskeho telesa. Analýzy boli urobené v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves. Analyzoval K. Jelínek.
vz. č. 1, 2 — kremeň z hnileckých (1) a betliarskych (2) granitov;
vz. č. 3, 4, 5 — živce z hnileckých (3), betliarskych (4) a čučmianskych (5) granitov;

Tab. 2

Prvky	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	—	2	3—6	3—7	2—4	10	2—6	4	5—8	3—6	3—6	2	3—6	2—6
Ga	—	2—5		8—9	8—9	8—11	7—9	10	9—13	8—10	8—10	12	8—10	8—10
Ge		5	2				1	2	2—3	1	1	4—5	1—2	1
In						2	3		2—4	3		5		
La									5			2		
Li	5	2—5	5—8	1—7	1—4	12	10—11	11	6—13	5—15	6—11	8	5—8	6—3
Mo		1	1				1—2	7	2	1—2	3—7	4	1—2	1
Nb			1				1—4	4		3—5	4			
							0,1— 0,01 %							
Na								3—4				2		
Os												2		
P			3—4	1—4	1—3		1—3	8	2	2—3		4—5	3	
							0,1—1 %							
Pb		2—4	4	4—5	3—6	8—16	3—6	5	2—3	2—3	3—5	9—10	3—6	3—7
Pd												3		
Sc		1—2	1	1	1	9	1—4	3	4—9	1—6	1—3	3	3—6	3—5
Sn	2—4	1—4	9—10	3—70	4—5	10—12	6—8	9	10—12	7—9	5—9	10—11	6—7	6—7
Ta							0,01—							
							0,001 %							
Ti									3—4					
Ti	6—7		6—9	3—5	4—6	5	10—11	12	7—14	9—10	5—12	7—9	8—11	8—10
W		1		2—4	4	714	3—6	6	4—7	2—5	4—6	2		1
Y	2—3	1—6	25	3	2—4	2	2—5	4	7—10	1—4	1—4		2—4	1—3
Yb		1—6	4	3	2—4	10	2—5	4	5—10	1—4	1—4		2—4	1—3
Zn	2	1—4	1	1	1	10	1—3	5	1—3	3—5	3—5	9—10	4—7	4—7
Zr	5—7	3—9	4—7	1—5	2—6	11	7—9	8	2	3—7	3—8	6—7	5—9	4—8
Počet vzoriek	10	12	9	17	4	3	7	1	11	11	2	5	8	6

vz. č. 6, 7, 8 — biotity z hnileckých (6), betliarskych (7) a čučmianskych (8) granitov,
vz. č. 9, 10, 11 — muskovity z hnileckých (9), betliarskych (10) a čučmianskych (11) granitov;
vz. č. 12, 13, 14 — turmalíny z hnileckých (12), betliarskych (13) a čučmianskych (14) granitov.

LITERATÚRA

Baran, J. 1963: Správa o geochemickom výskume v oblasti Hnilca. Spr. geol. výsk., 2, Slovensko (Bratislava) s. 61—62.

Baran, J. 1964: Geochemický výskum v oblasti Hnilca. Spr. geol. výsk., 2, Slovensko (Bratislava), s. 37.

Baran, J. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1970: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov., 2, č. 6, s. 159—164.

Baran, J. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. — Drnzík, E. 1970: Nálezová správa a doterajšie výsledky vyhľadávania Sn-W zrudnenia v oblasti Rakovca, Hnilca a Tretieho Hámru. Manuskript — archív SGÚ, Bratislava, 15 s.

Baran, J. — Drnzík, E. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medveďom potoku. Mineralia slov., 2, č. 10, s. 151—153.

Baran, J. 1971: Geologické a metalogenetické pomery medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hámrom. [Kandidátska práca.] Manuskript — archív GÚDŠ. Bratislava, 253 s.

Cambel, B. — Tauson, L. V. — Kamenický, L. — Kozlov, V. D. — Baran, J. — Drnzík, E. 1972: Predvaryteľnije dannye o geochemičeskich sibirskogo instituta geochemii. 1. vyp. Irkutsk, Izd. Nauka, 1973, s.

Drnzík, E. 1974: The relative age of Sn-mineralization in the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. Sbor. geol. věd, R. C. (v tlači).

Drnzík, E. 1974: Koncentrácie kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka. Mineralia slov. (v tlači).

Drnzíková, L. 1967: Správa o mineralogickom-petrografickom a geochemickom štúdiu žíl rudného poľa Fichtenhübel. [Záverečná správa a výpočet zásob Fichtenhübel Cu-Fe.] Manuskript — archív GP, n. p., Spišská Nová Ves.

Drnzíková, L. 1974: Informatívna správa o realizácii úlohy Hnilec—Medvedí potok Sn-W-Mo so stavom k 31. 12. 1973. Mineralogická časť. Manuskript — archív GP, n. p., Spišská Nová Ves.

Flerov, B. L. — Indolev, L. N. — Jakovlev, J. K. — Bičus, B. J. 1971: Geologija i genezis olovorudných mestoroždenij Jakutii. 1. vyp. Moskva, Izd. Nauka.

Kantor, J. 1953: O wolfráme na antimonovom ložisku v Spišskej Bani JZ od Mníšku nad Hnilcom. Geol. zbor., 4 (Bratislav), s. 83—103.

Matula, I. — Grecula, P. 1973: Kasiteritová mineralizácia v gemeridnej žule medzi Zlatou Idkou a Popročom. Mineralia slov., 5, s. 65—38.

Rub, M. G. 1956: O petrochemičeskich kriteriach sviazi orudnenia s intruzivami. Izv. AN SSSR, ser. geol. N° 4.

Rub, M. G. — Koptev — Dvornikov, V. S. 1970: Geochemičeskie kriterii potencialno rudonosných granitov SGPM II sesia. Irkutsk.

Rundkvist, D. V. — Denisenko, V. R. — Pavlov, I. G. 1971: Greisenovyje mestorozdenije. Moskva. Izd. Nedra.

Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Beiherfte zum geolog. Jahrbuch, H. 8, Hannover.

Tauson, L. V. 1961: Geochemija redkich elementov v granitoidoch. Moskva. Izd. AN SSSR.

Dobrecov, N. I. — Sobolev, V. S. — Chlestov, V. V.: **Faciji regionalnogo metamorfizma umerennych davlenij.** Moskva, Izd. Mir 1972. 288 s.

Nakladateľstvo Mir v ostatných rokoch vydáva už tretiu základnú prácu sovietskych autorov venovanú metamorfizmu. Prvá bola monografia Faciji metamorfizma (N. D. Dobrecov et al. 1970), potom kniha V. V. Reverdatta (1970) Faciji kontaktnogo metamorfizma. Zatiaľ poslednou v tejto sérii je recenzovaná publikácia kolektívu autorov. Z rozdelenia metamorfných fácií na tri skupiny podľa uplatnenia sa tlaku však vychodí, že v budúcnosti možno očakávať aj prácu s problematikou vysokotlakového (glaukofanového) metamorfizmu.

Monografia kolektívu autorov je rozdelená na 7 kapitol, pričom nie všetky paragrafy v rámci jednej kapitoly sú z pera toho istého autora. V rámci kapitol sa dodržiava tento postup: 1. história problematiky danej fácie a jej vymedzenie, 2. charakteristika chemického zloženia a fyzikálnych vlastností minerálov fácie, 3. minerálne asociácie a subfácie, 4. termodynamické podmienky vzniku minerálnych asociácií.

Kapitola I sa zaoberá fáciami dvojpyroxénových rúl (granulitová fácia). Autori okrem nového názvu fácie urobili aj jej definíciu. Na rozdiel od pôvodnej definície P. Eskolu (1939) do tejto fácie zahrnuli len horniny bez disténu, pre ktorého vznik je nevyhnutný extrémne vysoký tlak. Horniny s týmto minerálom zaradili do eklogitovej fácie. Pre novodefinovanú fáciu dvojpyroxénových rúl je charakteristická prítomnosť silimanitu. Samostatná časť kapitoly je venovaná problematike charnockitov.

V kapitole II sa podáva minerálno-petrografická charakteristika niektorých oblastí výskytu hornín danej fácie.

III. kapitola rozoberá problematiku amfibolitovej fácie (fácie bioticko-amfibolických rúl). Podľa autorov sú pre amfibolitovú fáciu metamorfizmu charakteristické najmä tieto znaky: a) častý výskyt migmatitov, pričom metatekt predstavuje produkt selektívneho tavenia v období progresívneho metamorfizmu, b) obyčajný amfibol je prevládajúcim tmavým minerálom hornín vhodného chemického zloženia, c) v metapelitoch chýba muskovit a staurolit, pričom je však charakteristická prítomnosť silimanitu, a to najčastejšie spolu s biotitom a granátom.

Ďalšia kapitola patrí problematike epidoticko-amfibolitovej fácie (fácia muskoviticko-staurolitových svorov). Charakteristická pre ňu je prítomnosť amfibolov s vyšším obsahom Al, znížená bazicita plagioklasov a chýbanie chloritu. V kapitole V je prehľad najdôležitejších oblastí výskytu metamorfovaných komplexov andaluzito-staurolitového typu. Pri zaradení tejto kapitoly vychádzali autori zo zistenia, že horniny amfibolitovej fácie vystupujú v plošne rozsiahlych územiach, zatiaľ čo horniny epidoticko-amfibolitovej fácie majú podstatne menšie plošné rozšírenie. Ich časté postupné prechody a zhodný tektonický plán je predpokladom pre ich spoločné uvedenie v rámci jednej kapitoly. V tejto kapitole je zhrnutá problematika zonálnych metamorfovaných komplexov, pričom metamorfizmus je v podstate barowianského typu.

Posledná (VII.) kapitola je venovaná: a) zeolitovej fácii, b) regionálnej epigenéze, c) metasomatickým premenám, d) spilitom. Z uvedeného je zrejmé, že autori do nej zahrnuli niektoré procesy, ktoré v monografiách podobného typu chýbajú, resp. sa im venuje okrajová pozornosť.

Kniha obsahuje 861 citácií, 16 tabuliek a 57 obrázkov v texte. Z absolútnej prevahy ruských a anglických citácií je zároveň zrejmý celosvetový trend publikovať práce v týchto jazykoch. Zistenie, že problematike územia ČSSR je venovaná len zmienka o granulitoch moldanubika (s. 59), opätovne nastoľuje požiadavku publikovať najdôležitejšie výsledky v zahraničných periodikách.

Pretože problematika obsiahnutá v knihe kolektívu autorov úzko súvisí s otázkami západokarpatských metamorfovaných komplextov kryštalinika, paleozoika i mezozoika, mala by sa recenzovaná kniha stať jednou z príručiek širokého okruhu geológov i petrografov. Toto odporúčanie uvádzame i napriek tomu, že učenie o metamorfizme a metamorfovaných fáciách v budúcnosti zrejme dospeje k ďalším pohľadom na problematiku i k ďalšiemu vývoju.

D. Hovorka

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 61—69

VÝSLEDKY SMEROVEJ ANALÝZY MAGNETICKÝCH A GEOLOGICKÝCH MÁP SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA*

(5 obr. v texte)

MIROSLAV FILO**

Au cours des années 1962—1968 dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer, on a exécuté la mesure de la composante verticale du champ géomagnétique occupant l'étendue de cca 5.500 km^2. Les mesures magnétiques avaient le caractère du levé à l'échelle du 1 : 25 000 à densité de 10—12 points sur 1 km^2 (R. Bárta et al. 1969). En se basant sur ces résultats, on a effectué les cartes des isolignes Z à l'échelle du 1 : 50 000 lesquelles ensemble avec les cartes géologiques à a même échelle ont fourni le matériel de base pour l'analyse directionnale des structures linéaires magnétiques, géologiques et tectoniques de toute la région étudiée.

Mapy izolínií geofyzikálneho poľa (gravimetrického, magnetického ap.) sú základným geofyzikálnym podkladom pre počiatočné štádium geologickej interpretácie získaných informácií. V tejto etape hodnotenia poľa sa maximálna pozornosť venuje opisu charakteru magnetického poľa v celej skúmanej oblasti. Pod pojmom charakter poľa rozumieme všetky základné prvky jednotlivých anomálií alebo celého súboru, ako napr. tvar, polaritu, veľkosť horizontálneho gradientu a i. V našom prípade sa budeme zaoberať predovšetkým veľmi charakteristickou črtou anomálneho poľa — orientáciou lineárnych magnetických štruktúr na celej zmapovanej ploche. Praktické výsledky, ktoré sa touto metódou interpretácie magnetických anomálií dosiahli, potvrdzujú možnosť rozčleniť väčší región na menšie celky, ktoré sa v mnohých prípadoch veľmi dobre zhodujú s určitými, viac-menej samostatnými, menšími tektonickými jednotkami (D. H. Hall 1964).

Magnetickým mapovaním boli pokryté prakticky všetky stratigrafické útvary gemeríd, zastúpené starším paleozoikom (gelnickou a rakoveckou sériou), karbónom a permom, ako aj mezozoikom pásma Galmusu a Slovenského krasu. Merania zasiahli aj do oblasti kryštalinika tatroveporíd a priľahlých terciérnych kotlín — Lučeneckej, Rimavskej, Turnianskej a Košickej.

Úlohou smerovej analýzy magnetických štruktúr je prispieť k riešeniu týchto troch základných otázok:

a) akým spôsobom využiť výsledky analýzy na spresnenie a zdôvodnenie reálnosti geologickej interpretácie jednotlivých magnetických anomálií alebo celých skupín anomálií;

---

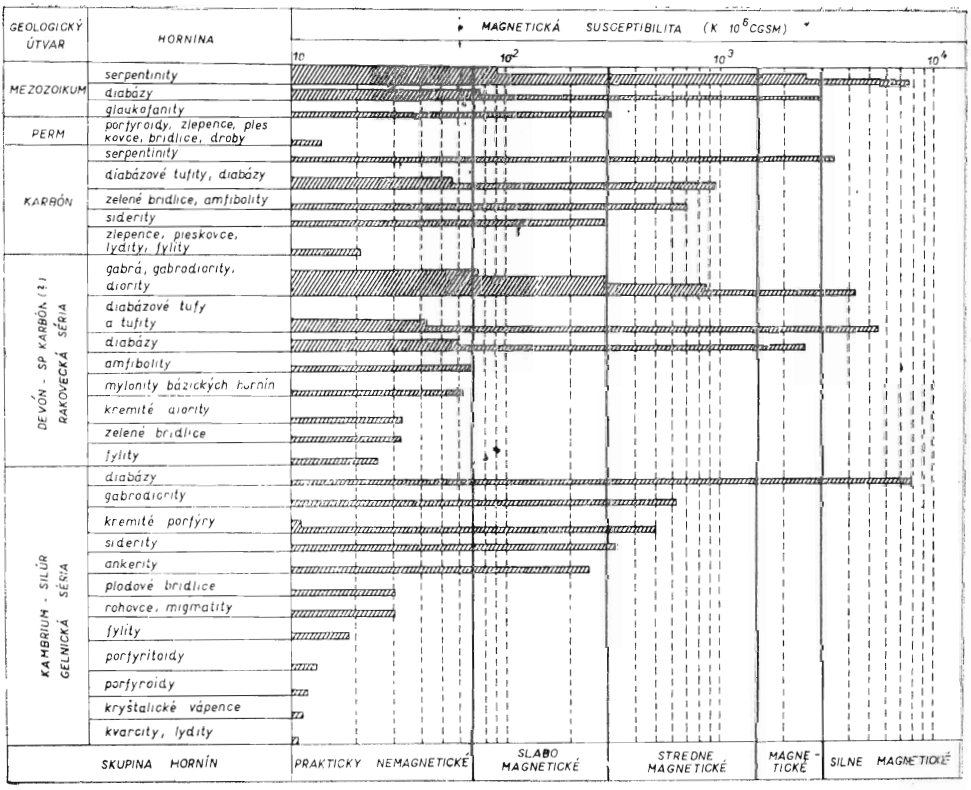
* Príspevok bol v plnom rozsahu prednesený na geofyzikálnej konferencii o tektonickej stavbe Českého masívu a Západných Karpát v Smoleniciach 5.—8. 3. 1973.

** RNDr. Miroslav FILO, Geofyzika, n. p., závod Bratislava 800 00 Bratislava 12 — Prievoz.

b) akým spôsobom rozdeliť gemeridy na menšie tektonické celky;

c) ukázať, že takéto rozdelenie gemerid skutočne zodpovedá určitým tektonickým celkom.

Pri riešení jednotlivých úloh musíme vychádzať z dostatočne podrobných a spoľahlivých údajov o magnetických vlastnostiach petrografických typov hornín, ktoré skúmanú oblasť budujú. Na základe týchto výsledkov možno usúdiť, či sú v skúmanej oblasti zastúpené také horniny, ktoré pri splnení určitých geofyzikálnych podmienok (značné rozmery, optimálna hĺbka uloženia a rozdielne fyzikálne vlastnosti voči okoliu) môžu byť zdrojom reálnych anomálií. Výsledky výskumu magnetických vlastností väčšiny základných typov hornín (F. Janák — E. Kadlec 1969) dokumentujú, že vo všetkých stratigrafických útvaroch okrem permu sú zastúpené magnetické horniny (obr. 1). Skutočnosť, že prakticky vo všetkých útvaroch možno nad týmito horninami zistiť pomerne intenzívne magnetické anomálie, má veľký význam, pretože dovoľuje nielen analyzovať spoločné alebo rozdielne črty poľa medzi jednotlivými stratigrafickými útvarmi, ale aj hľadať zvláštnosti anomálneho prejavu magnetických hornín nad tým istým stratigrafickým útvarom.

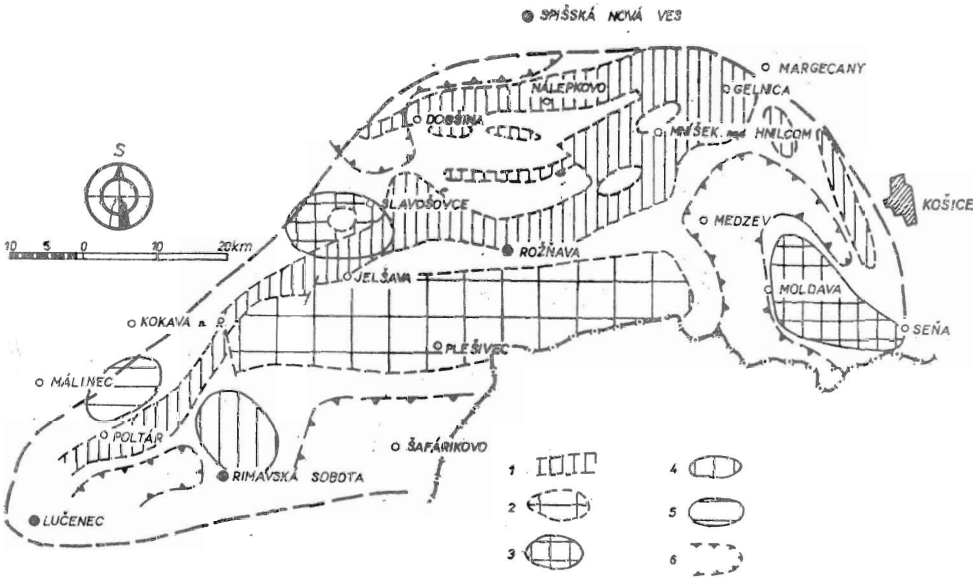


Obr. 1. Hodnoty objemovej susceptibility niektorých základných typov hornín Spišsko-gemerského rudohoria

Výsledky štúdia ukazujú, že okruh hornín, ktoré môžu vyvolať interpretovateľné anomálie, je veľmi úzky a predstavuje len necelých 15 % všetkých základných typov hornín gemerid.

Výsledky výskumu vektora prirodzenej remanentnej magnetizácie bázických a ultrabázických hornín tiež potvrdili, že ide o horniny s normálnou magnetizáciou, pričom podiel remanentnej a indukovanej zložky výslednej magnetizácie hornín je približne rovnaký. To znamená, že všetky užitočné anomálie nad jednotlivými útvarmi by mali byť kladné, a teda aj navzájom dobre porovnateľné.

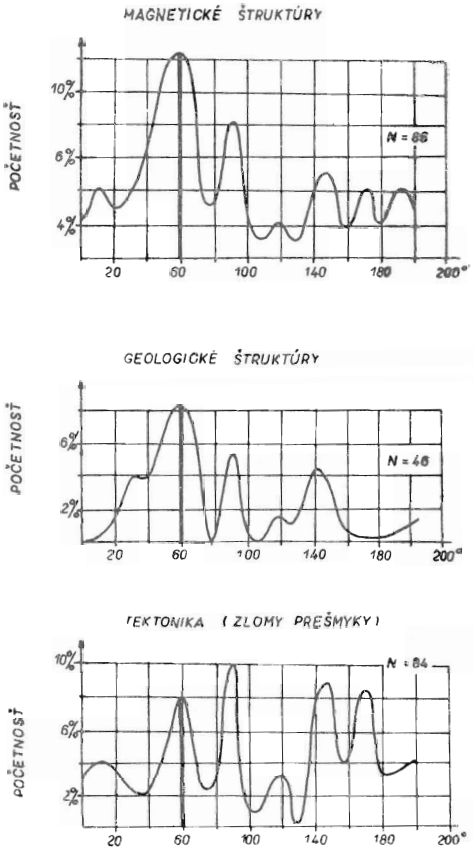
Výsledky štúdia magnetických vlastností hornín z jednotlivých útvarov sú potvrdené výsledkami magnetického mapovania, pretože väčšina anomálií sa viaže na oblasti s maximálnym zastúpením diabázových hornín a serpentinitov (obr. 2). Existujú však aj oblasti, v ktorých príčiny anomálií treba hľadať v hlbších častiach geologického rezu, pretože horniny, ktoré vystupujú na povrch, nemožno v nijakom prípade považovať za príčinu anomálií zistenej amplitúdy a plošnej rozlohy.



Obr. 2. Prehľadná mapa hlavných magnetických anomálií Spišsko-gemerského rudohoria
1 — lineárne magnetické anomálie, 2 — regionálna magnetická anomália, 3 — intenzívne lokálne magnetické anomálie, 4 — relatívne maximá Z_a, 5 — relatívne minimá Z_a, 6 — plošné relatívne minimá Z_a.

Výsledky smerovej analýzy štruktúr

Pri smerovej analýze magnetických anomálií v mierke 1 : 25 000 bol použitý smerový analyzátor; geologické prvky máp sa analyzovali numericko-grafic-



Obr. 3. Grafy početností smerov lineárnych štruktúr (N — počet mapových listov v mierke 1 : 25 000).

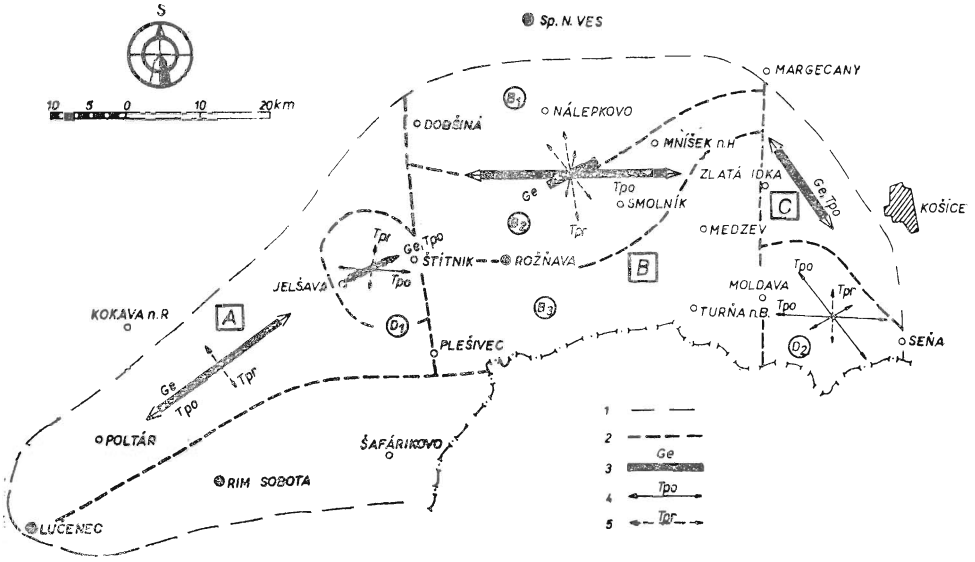
kými metódami. Výsledky sú zobrazené v grafoch relatívnych početností smerov s presnosťou ±5° (obr. 3). Pretože máme k dispozícii dostatok elementov, ktoré zaručujú štatistické vyjadrenie orientácie štruktúr, formy maxím dobre zobrazujú štruktúrne a tektonické prvky a snáď aj históriu vývoja ich usmernenia. Krivky dokumentujú veľmi úzky vzťah medzi jednotlivými analyzovanými elementmi. Najväčší počet elementov je orientovaný do smeru so stredným azimutom okolo 60°. Výrazne sa prejavujú aj štruktúrne prvky s azimutmi 90, 145 a 170°. Menej výrazný je prejav štruktúr s azimutom 120 a 10°.

Nápadný je rozdiel vo forme maxima so stredným azimutom okolo 60° a ostatnými maximami v prípade geologických a magnetických štruktúr. Pomerne široké maximá patria do oblasti z. časti Spišsko-gemerského rudohoria — územia medzi Lučencom a Jelšavou — a viažu sa na tektonický styk gemeríd a veporidnej tektonickej jednotky pozdĺž lubenickej násunovej línie. Toto maximum odráža štruktúrne zvláštnosti elementov Západných Karpát, t. j. konfiguráciu násunových plôch mladších jednotiek na jednotky staršie (paleozoika gemeríd na pásmo Kohúta ap.). Ostré a výrazné maximá s azimutom okolo 90°, ktoré sa zobrazuje v tektonických a magnetických prvkoch, dokumentujú existenciu zlomových línií v s. časti mezozoika Slovenského krasu; s azimutom okolo 145° vo v. časti staršieho paleozoika gemeríd. Výsledky smerovej analýzy dokazujú, že väčšinu magnetických nehomogenít možno geologicky veľmi spoľahlivo interpretovať či už ako prejav účinkov magnetických hornín v jednotlivých útvaroch, zón styku magnetických hornín s nemagnetickými alebo miest porušenia ich spojitého priebehu.

Všimnime si ďalej, ktoré štruktúrne prvky prevládajú v jednotlivých častiach Spišsko-gemerského rudohoria. Vychádzame pritom z orientácie magnetických prvkov a k nim priraďujeme príslušné geologické prvky. Na základe tohto postupu možno oblasť Spišsko-gemerského rudohoria rozdeliť na tri základné jednotky: západnú, strednú a východnú (obr. 4). Z. jednotka — A — tvorí územie medzi Lučencom a Jelšavou, stredná — B — predstavuje centrálnu časť SGR s mezozoikom pásma Galmusu a Slovenského krasu a v. — C zaberá plochu medzi Margecanmi, Košicami a Rudníkom. Na styku týchto hlavných

jednotiek sme vyčlenili dve menšie oblasti — D_1 a D_2, ktoré sú charakterizované najintenzívnejšími magnetickými anomáliami celej oblasti. Tieto anomálie majú viac-menej trojrozmerný tvar a nezapadajú do celkovej anomálnej stavby skúmaného územia.

Relatívne najkomplikovanejším územím je stredná oblasť. Jej prevažná časť (severná a južná) je charakterizovaná elementmi smeru V—Z, kým stredná časť vykazuje štruktúrne elementy smeru SVV—JZZ a v oblasti Nižnej Slanej SZZ—JVV.



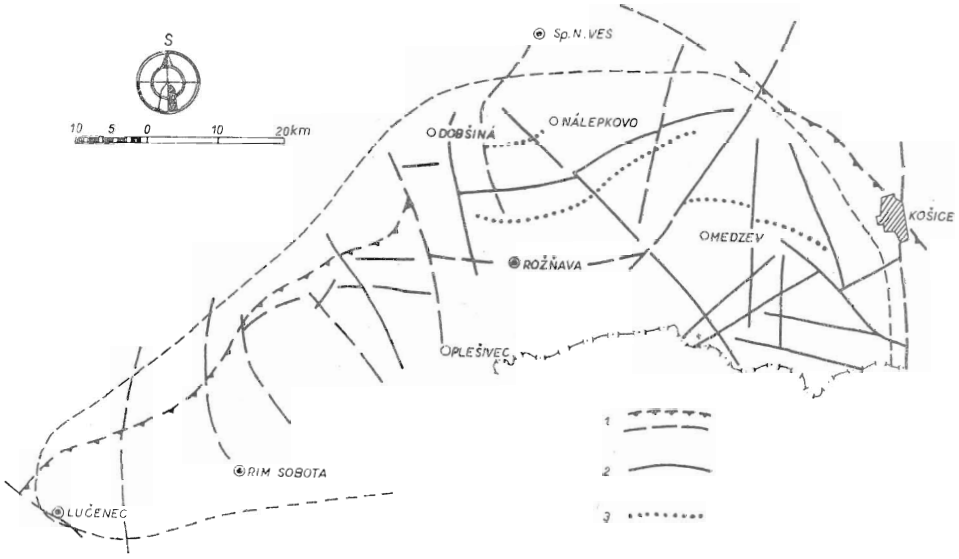
Obr. 4. Schéma interpretovaných oblastí Spišsko-gemerského rudohoria
1 — hranice skúmaného územia, 2 — hranice jednotlivých oblastí, 3 — orientácia geologických štruktúr (Ge), 4 — orientácia pozdĺžnych tektonických línií (Tpo), 5 — orientácia priečnych tektonických línií (Tpr).

Na základe výsledkov smerovej analýzy štruktúrnych elementov sme dospeli k rozdeleniu celého územia na tri základné oblasti, ktoré sú charakterizované podstatne rozdielnou orientáciou magnetických anomálií a geologických štruktúr. Ďalej treba dokázať, že takéto rozdelenie súvisí s tektonickou stavbou územia a v niektorých prípadoch aj so zvláštnosťami stavby v rámci jednotlivých celkov.

Pri komplexnej analýze základných a odvodených gravimetrických a magmatických máp sme v posledných rokoch interpretovali priebeh významných poruchových zón — pozdĺžnych a priečnych (M. Filo — J. Šefara 1971). Medzi významnejšie priečne poruchové zóny sme zaradili poruchové zóny v oblasti Jelšavy, Štítnika a Nižnej Slanej, teda na rozhraní z. a strednej jednotky Spišsko-gemerského rudohoria. V gravimetrických mapách sa dobre zobrazujú aj miesta menších jednotiek na rozhraní blokov A—B a B—C. Menej výrazné je rozhranie medzi blokom B a C.

Geologické práce uskutočnené v posledných rokoch dokazujú existenciu významných zlomových línií na rozhraní bloku A—B, ako napr. štítnického zlomu, zlomu Dobšiná — Nižná Slaná — Rožňavské Bystré (obr. 5). Na rozhraní blokov

B a C L. S n o p k o (1971) interpretuje zlomy smeru S—J v území v. od spojnice obcí Gelnica — Poproč — Jasov. Geofyzikálno-geologické poznatky teda dokumentujú, že vymedzenie jednotiek SGR na základe smerovej analýzy magnetických štruktúr je tektonického pôvodu a tieto jednotky možno považovať za určité tektonické bloky.



Obr. 5. Tektonický plán Spišsko-gemerského rudohoria
1 — priebeh tektonických línií podľa geologických poznatkov, 2 — interpretované tektonické zóny na základe magnetometrie, 3 — osi elevácií gemeridných granitov na základe tiažových údajov.

Riešenie tektonických problémov v rámci jednotlivých blokov

Z magnetického hľadiska možno existujúce tektonické línie interpretovať ako pasívne alebo aktívne. Pod aktívnou rozumieme líniu, ktorá bola v minulosti prívodným systémom magmatických hornín bázickej alebo ultrabázickej magmy. Pasívne línie naopak spôsobujú narušenie priebehu magnetických hornín, zmenu hĺbky uloženia, rozširovanie alebo vykliňovanie magnetického súvrstvia ap. V mnohých prípadoch pozdĺž niektorých línií vystupujú hydrotermálne roztoky, ktoré majú za následok pokles alebo dokonca úplnú stratu magnetických vlastností pôvodne intenzívne magnetizovaných hornín.

O prítomnosti tektonických zón možno usudzovať na základe týchto kritérií:

a) existencia výrazného magnetického rozhrania značného lineárneho rozmeru;

b) prejav nespojitosti v priebehu lineárnych štruktúr, ako napr. zmeny šírky magnetického súvrstvia, zmeny vertikálnej mocnosti, nápadné zmeny v hĺbke uloženia horného okraja, horizontálne posuny na markatnejšiu vzdialenosť, úplné vyklinenie magnetického súvrstvia ap.;

c) prítomnosť trojrozmerných magnetických anomálií vnútri jednotlivých

stratigrafických útvarov alebo na rozhraní dvoch útvarov, ktoré nevykazujú výraznejšie magnetické anomálie, pričom pozdĺžne osi anomálie sa na značnú vzdialenosť radia do určitého základného smeru a anomálie poukazujú na horniny relatívne malých plošných rozmerov, ale značného hĺbkového dosahu.

S existenciou výrazného magnetického rozhrania sa stretáme najmä v z. bloku, kde rozhranie medzi magnetickými horninami paleozoika gemeríd a nemagnetickými horninami obalovej série veporíd predstavuje lubenícka línia nasunutia gemeridnej jednotky na veporidy. Analogický je aj styk staršieho paleozoika gemeríd s mladšími útvarmi v s. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Magnetické súvrstvia tu dosahujú značné horizontálne a vertikálne rozmery a v týchto prípadoch je interpretácia hlbšie založených tektonických línií zložitejšia.

S prejavmi narušenia spojitého priebehu magnetických štruktúr sa stretáme veľmi často vo všetkých troch blokoch.

Napr. v území medzi Kalinovom a Lučencom vrtný prieskum dokázal pokles paleozoického komplexu v podloží terciérnych sedimentov až do hĺbky okolo 400 m; toto poklesnutie môže byť výsledkom tektonických pohybov pozdĺž línií smeru SZ—JV. Priebeh reliéfu podložia, interpretovaný na základe výsledkov magnetometrie a vertikálneho elektrického sondovania, však dokazuje, že ide o jeho pozvoľné poklesávanie bez výraznejších tektonických pohybov. Iný je už príklad v oblasti Šace, kde sa horniny staršieho paleozoika ponárajú pomerne prudko a amplitúda poklesu vychádza okolo 300 m, čo potvrdzujú aj výsledky interpretácie VES (H. T k á č o v á 1973). Na tejto línii sa súvislé pásmo magnetických anomálií nad bázickými horninami rakoveckej série náhle končí.

Veľmi výrazne sa už v prvotnej analýze magnetických a gravimetrických máp prejavila priečna poruchová zóna v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, ktorá prechádza v území Hnilca, Smolníka a Turne nad Bodvou. Jej existenciu geologicky v ostatnom čase dokazuje L. S n o p k o (1971) a O. F u s á n et al. (1971). Interpretovaná zóna rozdeľuje centrálny blok gemeridnej tektonickej jednotky na dve časti — západnú a východnú. V. od tejto zóny v karbóne a najmä v staršom paleozoiku gemeríd výrazne pribúdajú magnetické horniny, a to nielen v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere. V oblasti mezozoika Slov. krasu vykliňuje na tejto línii výrazná regionálna magnetická anomália. Charakter vyklinenia dokazuje, že zdroj magnetickej anomálie pozdĺž tejto línie poklesáva na V o niekoľko sto metrov. Podobný sklon dokumentuje aj mapa reliéfu gemeridných žúl, ktorú na základe tiažových máp zostrojil J. Š e ľ a r t (1972).

V súvislosti s riešením otázok existencie hlboko založených zlomov v strednej časti SGR si bližšie rozanalyzujeme orientáciu a charakter štruktúrnych prvkov v celom bloku B. V j. a s. časti majú magnetické smer Z—V. Viažu sa na magnetické horniny staršieho paleozoika gemeríd a mezozoikum Slovenského krasu. Ostro definované maximum v magnetických štruktúrach a tektonike poukazuje na možnosť interpretovať v j. časti územia hlboko založený zlom, s ktorým je úzko spätý výskyt ultrabázických hornín v mezozoiku a na rozhraní mezozoika s permom a karbónom. Na základe interpretácie magnetických máp svedčí o existencii tohto zlomu v oblasti Jelšava — Rozložná množstvo ultrabázických hornín orientovaných do smeru rožňavskej línie (obr. 2). Podobný charakter majú aj ultrabázické telesá v okolí Komároviec, kde v hĺbke okolo 900 m vrt K 6-1 overil teleso so značným hĺbkovým dosahom. Menej výrazný je prejav

tohto zlomu v území Štítník — Turňa nad Bodvou, pretože na vlastnú rožňavskú líniu sa viažu bázické telesá malého vertikálneho dosahu bez pokračovania do hlbších partií. Najproblematickejší je priebeh tohto zlomového systému v území Turňa — Moldava. S. od tejto anomálnej zóny sa interpretuje výrazné hustotné rozhranie, existujúce aj v hĺbke niekoľko km. Na základe celkovej analýzy tiažových a magnetických údajov možno predpokladať, že rožňavská línia je len povrchovým ekvivalentom tejto poruchovej zóny a jej súčasná pozícia je výsledkom mladších tektonických pochodov, ktoré najviac postihli oblasť medzi Turňou nad Bodvou a Moldavou.

Hodnovernosť geofyzikálnej interpretácie tohto zlomového systému potvrdzujú aj geologické výskumné práce (P. Reichwalder 1971).

Severne od rožňavského zlomového systému sa stretávame s dvoma odlišnými štruktúrnymi prvkami. Kým v celej s. a jv. časti bloku (karbón, staršie paleozoikum) prevládajú štruktúrne prvky smeru V—Z. v území sv. od Rožňavy, v okolí Pače, Smolníka a Mníška nad Hnilcom sa prejavujú prvky so smerom SVV—JZZ až SV—JZ. Ide o prostredie budované horninami gelnickej série. V. obmedzením tejto oblasti je spojnica obcí Prakovce — Štós. V. od nej majú magnetické horniny veľmi malé zastúpenie. Táto línia sa nápadne zobrazuje aj v mape reliéfu gemeridných žúl. Prepokladáme, že ide o ekvivalentný prípad línie, ktorá prebieha v území Hnilec — Smolník.

S. obmedzenie tejto oblasti na základe výsledkov smerovej analýzy dávame do územia j. od Podsúľovej, Volovca, Zlatého stola a Mníška nad Hnilcom. Po celom jej priebehu túto zónu sprevádzajú izometrické anomálie malej plošnej rozlohy s orientáciou pozdĺžnej osi v danom smere. V z. časti — medzi Podsúľovou a Zlatým stolom — nie sú príčiny anomálií známe; od Zlatého stola má anomálna zóna súhlasný priebeh s výskytom bázických telies. J. od tejto línie vystupuje v tiažových mapách výrazné minimum, interpretované ako prejav gemeridných žúl, ktorého os má paralelný priebeh s výskytom lokálnych magnetických anomálií. Zóna anomálií totožná s výrazným hustotným rozhraním, pozdĺž ktorého sa reliéf interpretovaných granitov ponára na S, má v území Podsúľová — Mníšek nad Hnilcom takmer paralelný priebeh s rožňavským zlomom. Sú teda všetky predpoklady na to, aby sme aj túto líniu interpretovali ako tektonickú a považovali ju za prívodný systém bázických vulkanitov v gelnickej sérii.

Intenzívne anomálie D_1 a D_2 považujeme za významné tektonické uzly na rozhraní jednotlivých blokov, kde dochádza ku kríženiu zlomových línií smeru V—Z, S—J a SV—JZ, SZ—JV. Kríženie hlavných línií je základným predpokladom vzniku veľkých masívov ultrabázických hornín. Tieto mohutné telesá vznikli v miestach maximálneho narušenia kompaktnosti vrchných častí zemskej kôry na okrajoch pôvodne pevných masívov kryštalinika veporidnej tektonickej jednotky a Čiernej hory. Môžeme ich nazvať oblasťami zlomov.

LITERATÚRA

Bárta, R. et al. 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — Geofond, Bratislava, 200 s.

Filo, M. — Šefara, J. 1971: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Geol. práce, Spr. (Bratislava) 57, s. 197—205.

Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, 173 s.

Hall, D. H. 1964: Magnetic and Tectonic Regionalization on Texada Island, British Columbia. Geophysics, Vol. 29, pp. 565—581.
Janák, F. — Kadlec, E. 1969: Statistické spracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. Manuskript — Geofond, Bratislava, 180 s.
Reichwalder, P. 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. práce, Spr. (Bratislava) 57, s. 215—222.
Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 207—213.
Šefara, J. 1972: Interpretácia reliéfu gemeridných žúl na základe tiažových údajov. Manuskript — archív Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, 18 s.
Tkáčová, H. 1973: Správa o geofyzikálnom prieskume v západnej časti Košickej kotliny. Manuskript — Geofond, Bratislava, 22 s.

RESULTS OF TREND ANALYSIS OF MAGNETIC AND GEOLOGICAL MAPS OF THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS

MIROSLAV FILO

Three principal units the western central and eastern one delimited by NS-trending fault zones have been differentiated on the basis of the trend analysis of geological and magnetic structures of the Spišsko gemerské rudohorie Mts Significant tectonic zones have been interpreted within these units which may be of considerable importance for the structural tectonic plan of the Gemeride tectonic unit. The tectonic zones of E—W to SWW—NEE strikes in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. belong to the most significant ones. One of these zones occurs in the region of Jelšava — Rožňava — Turňa nad Bodvou — Moldava — Seňa and it represents a deep-seated fault system in the proximity of the contact of the Lower Paleozoic of the Gemerides with the Mesozoic of the Slovakian Karst. The ascents of basic tu ultrabasic magmas are closely connected with this fault system. The second zone occurs more northerly in the Lower Paleozoic of the Gemerides in the region of Podsúľová — Volovec — Mníšek nad Hnilcom. It represents the northern delimitation of the Gemeride granite elevation. The ascent of basic rocks of the Lower Paleozoic of the Gemerides presumably took place along this zone. The NW—SE striking tectonic zone in the eastern part of the Gemerides has a similar significance.

In the central part a significant NW—SE trending zone in the region of Hnilec — Smolník — Štós — Turňa nad Bodvou has been interpreted. This zone affected in a maximum measure the spatial distribution of magnetic rocks in all stratigraphical units Magmatic rocks however did not ascend along this zone. The N—S trending fault systems are of the similar type.

On the basis of the distribution of magnetic rocks the central part of the Lower Paleozoic of the Gemerides is divided into the following three basic parts: the north-western part the middle part, and the southeastern part. The northwestern part includes the region of Dobšiná, Hnilec, Henclová, and Podsúľová (the area of the Hnilec granite). The middle part of NE—SW direction occurs between Betliar, Uhorná, Smolník, and Mníšok nad Hnilcom (the area of the Betliar granite massif). The region of Zlatá Idka — Nováčany and Poproč — Medzev (the Poproč granite area) is assigned to the southeastern part. The northwestern and southeastern parts are characterized by paucity of magnetic rocks, while in the middle part their horizonal and vertical distributions are appreciable.

Translated by E. Česánková

J. Verhoogen, F. J. Turner, L. E. Weiss, C. Wahrhafftig: **The Earth — an introduction to physical geology.** Holt, Rinehart and Winston, Inc., 743 p, 197?.

Recenzovaná kniha je pěknou ukázkou moderně pojatého, bohatě dokumentovaného a přitom přehledného díla, shrnujícího nové poznatky geologie a příbuzných věd. Pro svou přehlednost je vhodná jako příručka pro pokročilé posluchače geologických věd, na druhé straně však pro vysokou odbornost některých svých částí může sloužit i vysokoškolským učitelům nebo vědeckým pracovníkům těchto odborů. Z tohoto hlediska je možno považovat tuto knihu — nebo alespoň některé její části — za víc než pouhý úvod do fyzikální geologie, jak ji skromně označili její autoři, přední světoví odborníci na poli petrologie, strukturní geologie a geofyziky.

Kniha je matematicky rozdělena do 14 kapitol nestejného rozsahu a také nestejné úrovně. Je však nutno říci, že většina kapitol je nadprůměrná a obsahuje mnoho užitečných dat u nás neznámých nebo v našich geologických učebnicích neuváděných.

V první, rozsahem nevelké kapitole (s názvem „Země jako celek") je charakterizována Země jako součást solárního systému a je podán přehled geologických procesů, které se podílejí na jejím utváření.

Druhá, velmi obsažná kapitola (Minerály) popisuje základní fyzikální vlastnosti krystalických látek. Zabývá se jak externí a interní geometrií krystalů a jejich příčinami, tak i morfologií a symetrií krystalů. Podáva pěkný přehled symetrologických operací a jiných cenných údajů o krystalové stavbě, které většinou márně hledáme v našich učebnicích krystalografie a které jsou nezbytné pro pochopení a výpočty struktur minerálů. Chemicko-mineralogická část této kapitoly je věnovana vztahu mezi chemickou strukturou a vlastnostmi nerostů a jejich klasifikaci na základě chemismu a struktury způsobem obdobným, jakého užívají např. ve svém známém kompediu Deer, Howie a Zussman. Závěrem jsou připojeny i údaje o některých fyzikálních vlastnostech nerostů, mezi nimiž najdeme — na rozdíl od našich obdobných učebnic — i stlačitelnost, tepelnou roztažnost, pružnost a plasticitu minerálů a dále i vlastnosti související s jejich plastickým tečením.

Třetí kapitola (Struktura a tvar geologických těles) charakterizuje struktury a textury jak hornin, tak i geologických těles. Užitečné pro naše čtenáře jsou tu zejména definice různých strukturních a texturních pojmů a jevů a jejich genetická a kinetická interpretace. Zvlášť jsou probrány tvary a struktury vyvřelých těles (v tomto smyslu má termín „structure", kterého autoři použili, stejný význam jako u nás, neplatí tedy vždy, že anglické structure — naše textura a naopak, jak se to často u nás překládá) a dále deformační struktury, zejména vrásového typu. Zajímavé údaje obsahuje část věnovaná hrubé struktuře zemské kůry, vývoji a pohybům kontinentů a globální tektonice včetně dnes tak populární hypotézy, jako je tzv. „sea floor spreading".

Čtvrtá kapitola (Čas a geologie) je věnována vývoji Země v čase a metodám, které k jeho studiu slouží. Uvedeny jsou různe geochronologické metody opírající se o paleontologii, litologickou a litostratigrafickou korelaci i o metody fyzikální (radiometrie, U-Pb-, Rb-Sr-, C-metody aj.). Diskutována je problematika předklambrické evoluce Země a originálním způsobem i vztah mezi časem a fyzikou geologických procesů, zejména v souvislosti s rychlostí některých geologických procesů uvnitř i na povrchu Země.

Nevelká, zato však důležitá (a škoda, že tak stručná) je pátá kapitola (Termodynamické úvahy). Obsahuje údaje, jejichž nedostatek v našich petrografických učebnicích je velmi citelný, jako např. charakteristiky základních termodynamických pojmů, použití fázového pravidla, údaje o stabilitě a polymorfismu minerálů, o reakční kinetice, vlastnostech vodních roztoků apod. Některé údaje, např. o distribučních koeficientech, jsou příliš stručné a také výčet literatury (v níž chybějí práce např. Kretzovy, Thompsonovy, E-an Zenovy aj., které patří mezi známé aplikace termodynamiky na geologické a petrologické problémy) se zdá být příliš malý. Vzhledem ke své důležitosti by měla být tato kapitola obsažnější.

Šestá kapitola (Vyvřeliny) pojednává převážně o problematice vzniku magmatu a o tavení vůbec. Velká pozornost je proto zaměřena na rovnováhy mezi krys-

Pokračovanie na str. 123

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 71—82

КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ К ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ КАЛЕДОНСКОЙ И ГЕРЦИНСКОЙ ЗОНЫ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Статья посвящена памяти Здена Штевчека, трагически погибшего в Монголии при проведении геологической съёмки.

РУДОЛЬФ ГАБЧО* — АЛЬБИН КЛИНЕЦ**

Contribution à la géologie de la région située sur le contact de la zone calédoniene et hercynienne de la Mongolie septentrional

Sur le Protérozoïque des baïkalides près du confluant des rivières Egyjn-gol et Selenga se trouvent deux formations d'âge- paléozoïque supérieur. Le Paléozïque inférieur y manque. Les structures des baïkalides n'étaient pas remaniées quand même les époques plus jeunes produisaient la recristallisation par places. La discordance des éléments structuraux apparaît dans l'orientation des baïkalides es des hercynides. L'âge absolu des granitoïdes provenant de la région des hercynides correspond avec ce cycle.

Введение

Экономическая и техническая помощ, которую Чехословакия предоставляет Монгольской Народной республике, в области геологии практически осуществлялась первой Чехословацкой геологической экспедицией, которая действовала в Монголии в 1963—1969 г.

Работниками экспедиции была составлена геологическая карта в масштабе 1 : 1,000.000 и проведены комплексные разведочные работы на месторождении медных руд Эрдентуин обо. На территории прилегающей к этому месторождению проведена геологическая сьёмка в масштабе 1 : 100.000 и 1 200.000.

В этой стате приведены результаты одной сьёмочной группы, работающей в 1967 г. на территории 2.200 км² на юговосток от слиянии реки Селенги и Эгыйн-гола.

Принадлежность исследуемой территории к большим геологическо-тектоническим структурам

Территория Монголии в направлении перпендикулярном к осям больших структур (С—Ю) имеет ширину приблизительно 1.300 км в направлении В—З приблизительно 2.700 км. Расстояние 1.300 км является одновременно расстоянием, которое отделяет от себя протерозойский фундамент северокитайской и сибирской платформы.

* П. г. Рудольф Габчо, Словацкое геологическое управление Братислава.
** Др. Альбин Клинец, ЦСц., Геологический институт им. Д. Штура, Братислава.

Между ними находятся могучие, более молодые структурные зоны слабо вогнутые к югу

В северной части Монголии этим зонам отвечает область байкалид. Это единица возникшая в конце протерозоя. Байкалиды окаймляют сибирскую платформу с южной стороны. На поверхность выступают в области Байкальского озера и в южном направлении местами достигают реки Селенги. За этой линией они в области каледонских и герцынских структурных зон выступают в форме отдельных блоков — „обнажений байкальского фундамента". Русло реки Селенги по существу отвечает селенжской системе разломов, которая имеет древнее образование и в основном является границей между каледонской и герцынской структурной зоной.

Каледонские структуры на исследуемой территории выделить нельзя так как отсутствуют древнепалеозойские формации и в породах докембрийского основания нет признаков наложенных структур.

В области выхода докембрийского фундамента существует только одно место, где существуют такие признаки, но их возможно понимать по разному, как будет в дальнейшем показано.

Герцынская структурная зона выступает южнее селенжской системы разломов. Представлена двумя осадочно-вулканическими комплексами верхнепалеозойского возраста и массивами магматических пород гранитоидного состава.

Стратиграфия, литология и магматизм

В геологическом строении изучной области принимают участие прежде всего эффузивные и интрузивные породы, в меньшей мере метаморфические и осадочные породы.

Постепенное развитие отдельных единиц установлено на основании их залегания друг на друге, взаимного пересекания жильных пород, последовательности образования структурных элементов, геохронологических данных, проявлений контактового метаморфизма и геологической интерпретации лабораторных данных. Геологическое развитие территории описанное здесь, на основани анализа этих данных, сопоставляется с литературными данными.

В связи с тем, что некоторые геологические единицы выделены нами в первый раз, мы приводим здесь из новые названия.

На изучаемой территории выступают следующие группы пород:

А. первично осадочные — неметаморфизованные,

Б. первично осадочные + эффузивные — метаморфизованные,

В. первично магматические — глубинные,

А. Первую группу представляют:

1. осадки четвертичного периода,
2. осадки нижнего мела.

Б. Вторая группа состоит из трех единиц:

1. вулканогенно-осадочный комплекс Хутул нур,
2. серия Могойн-гол — осадочно-вулканический комплекс эпизонально метаморфизованных пород,
3. гнейсы, мигматиты протерозойского фундамента.

В. Магматические — глубинные породы, отвечающие:

1. гранитам — гранодиоритам,
2. диоритам (небольшие массивы),

3. жильным телам изменчивого состава.

Первично осадочные — неметаморфизованные породы

А/1. Осадки четвертичного периода найболее распространенны в области долины реки Селенти на севере территории, и на юге в окрестности озера Хутул нур, где несколько неглубоких впадин выполнено этими осадками. Присутствуют следующие типы осадков: аллювиально-деллювиальные, пролювиальные, аллювиальные, эолические.

А/2. Осадки нижнего мела находятся только в долине реки Селенги в небольшом, тектонически погруженном блоке, который имеет В-З и ВСВ направление. Они залегают трансгрессивно и несогласно на основании представленном кристаллическими сланцами протерозоя, герпынскими гранитоидами и породами могойнголской серии. Литологически эти породы представлены: конгломератами, песчаниками, песчанистыми глинами и алевролитами.

а) Конгломераты распространенны найболее широко, они слабо сцементированы, полимиктного состава в плохой сортировкой валунов и разной степенью их обработки. Размеры валунов в единственных случаях достигают 1 м. Между ними присутствуют все более древние породы, известные в этой области. Наиболее распространенными являются гранитоиды.

б) Над базальными конгломератами постепенно появляются песчаники, которые в конгломератах образуют линзовидные и слоистые тела. В них встречается косое наслоение. Песчаники средиезернистые, слоистые, желтовато-серого цвета с плохой сортировкой.

в) Песчанистые глины и алевролиты образуют линзовидные, кармановидные тела в песчаниках. Их цвет серый и зеленоватый.

В общем, нижнемеловые осадки не подверглись метаморфизму, нарушены только разломами. Залегают почти горизонтально (5°), только в тектонических блоках падение больше (25)°.

Нижнемеловой возраст этих слоев определен на основании спороморф и пыльцевых зерн, которые встречаются на восток од изучаемой области (Н. А. Маринов — Ю. Я. Петрович, 1964).

Первично осадочные + эффузивные — метаморфизованные породы

Б/1. Комплекс пород Хутул нур выступает в южной части области. На территорию, которая нами описывается, попадает только северная часть этого магучего комторая нами описывается, попадает только северная часть этого могучего комплекса. Основная часть выступает в южных районах, помимо изучаемой территории. Название комплекса Хутул нур происходит от солянного озера в близости Бугут сомона. Возраст комплекса не установлен однозначно, предполагается от перми до нижнего триаса. Мощность комплекса достигает 1.500—2.500 м и больше. Представлен эффузивами, туфами и туффитами (в южных областях встречаются также осадочные породы). Степень основности вулканитов меняется. Преобладают породы среднекислого и кислого состава. Цвета пород пестрые. Ю. Я. Петрович (1963) называеет этот комплекс „свита лиловых и бурых порфиритов".

Петрографически некоторые из них отвечают порфиритам нормального состава, другие палеотрахиандезитам или палеориодацитам.

Туфы и агломераты комплекса Хутул нур встречаются на нескольких местах. В долине речки Манитуин гол на расстоянии 1 км на юг от озера Хутул нур находится большое обнажение, где видно чередование порфиритов и агломератов. В других местах агломераты образуют как-бы карманы среди эффузивных пород (СВ сторона Боронуру даба).

Среди обломков порфиритов, достигающих величины до 10 см, встречаются светлосерые порфориты, порфириты сильно выветренные коричнего-красного цвета, серые мелкозернистые порфириты, порфириты с шаровидной отдельностью. Обломки порфиритов в агломератах имеют темносерый цвет.

Туффиты принадлежащие комплексу Хутул нур обнаружены в двух км на В от озера Хутул нур. Помимо прослойков другого состава и цвета, присуствуют также обработанные валуны вулканических пород в среднем достигающие длину 1 см. В комплекс Хутул нур включаем также согласно залегающие тела диоритовых порфиритов, которые среди Хутульнурского комплекса морфологически обособляются в форме ребер мощностью 3—5—20 и больше метров и длиной несколько км. В связи с тем, что они составом отличаются от вмещающих пород и что они массивные в противоположность сланцеватым вмешающим породам, их позиция в комплексе Хутул нур проблематическая. Эти жилы встречаются только в комплексе Хутул нур.

Породы комплекса складчатые и слабо регионально метаморфизованные с локальных контактовым метаморфизмом в связи с гранитоидами, внедряющимися в этот комплекс в форме небольших массивов.

Б/2. Серия Могойн-гол. В почве комплекса Хутул нур залегает осадочно-эффузивный комплекс пород. Породы этого комплекса представляют осадки эпиконтинентального карбонского моря, в котором протекала вулканическая деятельность. Чередование осадков и вулканитов в форме прослойков придает этому комплексу серого и темносерого цвета вид, типичный для флишевых пород. Мощность отдельных прослоев колеблется в пределях нескольких дм до нескольких метров, найболее часто 2—3—5 м. Эти мощности имеют как осадочные породы так и вулканиты. Название серии происходит от реки Могойн-гол, в долине которой серия встречается в типичном развитии.

Общая мощность серии нами оценивается в 600—700 м. Серия встречается прежде всего в средней части изучаемой территории.

Породы могойн-голской серии структурами, развитием и цветом явно отличаются от пород комплекса Хутул нур. На СЗ от изучаемой территории, похожие породы описаны раньше некоторыми авторами (С. Н. Алексейчик — А. Я. Стефаненко, 1947; Ю. Я. Петрович, 1963). Органические остатки найденные в них показывают на образование этих слоев в неглубоких морях карбонского времени.

На территории, которой мы занимались, породы Хутул нурского комплекса и Могойн-голской серии до сих пор не выделялись.

Серия Могойн-гол представлена следующими породами:

а) темносерые и черные сланцы. Они содержат много кварца, местами напоминают лидиты. Хорошо сопротивляются выветриванию, распадаются по сланцеватости, что отражено в особых морфологических формах рельефа.

В составе преобладают зерна кварца, полевых шпатов и темных минералов. Мелкая вкрапленность графита присутствует в небольшом количестве.

б) Конгломераты. Их распространение незначительное. Относительно в большом количестве встречаются только на ЮВ склонах гори Барин—Марин Ундур

1.706,5 м). Конгломераты интраформационные, образующие линзы с постепенным переходом в пелитические осадки. Валуны состоят в основном из порфиритов относительно хорошо окатанных.

Размеры валунов в среднем 2—3 см, максимально 10 см. Цемент конгломератов представлен кварцом, серицитом и пятнистым лимонитом.

в) Граувакковый песчаник. Мелкую фракцию породы образует кварц, серицит и кальцит, глинистый материал и обломки пород.

Вулканическая часть серии, которая сингенетическая, представлена порфиритами изменшивого состава. Отвечают нормальным порфиритам, биотит-амфиболит-диоритовым порфиритам, палеотрахиандезитам, сиенодиоритам, гранодиоритовым порфиритам и палеориодацитам.

Породы серии подверглись слабому эпизональному и местами контактовому метаморфизму пострединством гранодиоритов и диаритов внедрившихся в серию.

Б/3. Гнейсы и мигматиты протерозойского фундамента. Комплекс регионально метаморфизованных кристаллических сланцев, находится в северной части территории, за рекой Селенгой. Является самым нижним и одновременно наиболее древним комплексом этой области. Принадлежит докембрийскому основанию байкалид.

Похожие породы в „байкалском фундаменте" представляют только один этаж его многоэтажного строения. Допалеозойский возраст установлен на основании литологического сходства с породами, выступающими уже на территории СССР, севернее монгольской границы, где этиже породы имеют в почве кембрий определенный на основании фауны (С. А. Щербаков в Ю. Я. Петрович, 1963).

Породы фундамента следующие

а) биотитические кварцевые парагнейсы, развитые прежде всего в долине реки Баян-гол.

б) Биотические парагнейсы с меньшим количеством кварца, чем предыдущие.

в) Среди метаморфитов осадочного происхождения местами встречаются метаморфизованные кварцевые порфиры.

Их мощность 70—80 м. Находятся в окрестности перевала Хатуин-даба, а также при слиянии реки Харлаг-гол с Селенгой.

г) Мигматиты. Кристаллические сланцы измененные в следствии появления неосома в мигматиты, встречаются на правом берегу рек Баян-гол. Это СЗ часть изучаемой территории. Мигматиты имеют мощные прослои палеосома и неосома. Чередование наблюдается в интервале 50—100 м. Палеосом отвечает своим составом выше приведенным типам гнейсов, неосом имеет гранитоидный состав. Ориентировка биотитов явно паралельная, отвечающая прослоям палеосома.

Ориентировка всех составных частей мигматитов взаимно паралелная за исключением роговой обманки. Тоже самое наблюдается в биотитических парагнейсах. Весь комплекс кристаллических сланцев и мигматитов пересекается более молодыми пегматитовыми жилами. В связи с пегматитами в кристаллических сланцах, местами имеет место перекристаллизация, образование больших кристаллов роговой обманки и биотита, которые имеют направленную ориентировку.

Магматические — глубинные породы

При расчленении абиссальных и гипоабиссальных магматических пород мы исходили из их постепенного развития.

Очевидно, наиболее древними интрусивными породами являются гранодиориты с направленной ориентировкой составных частей. Эти породы встречаются в северной части изучаемой области на левом берегу реки Эгийн-гол, 7 км перед ей впадением в реку Селенгу.

Гранодиориты среднезернистые с множеством порфиробластов розовато-красного полевого шпата и хлоритизированного биотита. Часто встречаются жилки эпидота и импрегнация медных минералов (малахит, азурит), которые можно макроскопически наблюдать. Одновременно, гранодиориты имеют относительно высокое содержание золота, свинца, висмута.

Роговообманковый диорит (местами габбродиорит) также как и гранодиорит, сланцеватый. Из первичных минералов макроскопически установлен — биотит, роговая обманка, порфиробласты белого плагиоклаза. Сланцеватую породу пронизывают тонкие жилки эпилота.

Граниты и гранодиориты развиты прежде всего в СВ части территории. Их образование и развитие протекало долгое время. В месте контакта с окружающими породами развиты молодые системы разломов. Только с породами Могойн-голской серии и частично с комплексом Хутул нур образуют продукты контактого метаморфизма. Преобладающая часть гранодиоритов консолидировалась в период между карбоном и пермью.

Широко распространенная фелдшпатизация как молодой процесс охватывает породы Могойн-голской серии и частично комплекс Хутул нур. Время перемен молодокимерийское. В гнейсах и мигматитах в это время очевидно образовались жилы пегматитов.

Граниты и гранодиориты петрографически негомогенные в нетипичном развитии. Причиной является их взаимодействие с вмещающими породами, которые химически значительно отличаются. Этим можно объяснить присутствие скоплений роговой обманки и биотита в кислых типах пород. Определены следующие минералогические типы пород. биотитовый гранит, биотит-амфиболовый гранит, амфиболовый гранит, биотитовый гранодиорит, амфибол-биотитовый гранодиорит и другие типы, выделеные на основании количественного соотношения минералов и основности полевых шпатов. Некоторые части гранитоидного массива подверглись милонитизации.

Диориты на изучаемой территории встречаются относительно редко. Образуют небольшие тела по краям массива гранитоидов, обычно вблизи их контакта с перекрывающими породами. Их состав сильно изменчивый. Отвечают биотитовым сиенодиоритам, биотит-амфиболитовым гранодиоритам и сиенодиоритам, биотит-амфиболовым микродиоритам, амфиболовым сиенодиоритам, амфиболовым диоритам, пироксен-амфиболовым сиенодиоритам и другим. Подобно тому, как более кислые разновидности, так и диоритовые породы местами подверглись динамометаморфизму, который привел к изменениям минерального состава и образованию ориентированных текстур.

Малые интрузии и жилы гранит-гранодиоритового состава являются правыми жилами, которые в большом количестве и в различной форме пересекают кристаллические сланцы и гранитоиды включительно пород серии Монгойн-гол и комплекса Хутул нур и являются типичной чертой этой геологически сложной области. Их возраст и состав разнообразный.

Система аплитовых и пегматитовых жил, которые в месте слияния речки Баян-гол и Эгийн-гол выполняют трещины в гнейсах и мигматитах, особенно интересная. Их мощность колебается в пределах 5—10 см до 5 и больше метров.

Жилы в кристаллических сланцах, которые в некоторых местах часто встречаются,

пересекаются под прямым углом. Петрографический состав жил и в этом случае изменчивый, в основном отвечает кварцевому гранит-порфиру.

В некоторых случаях, где гипоабиссальные тела имеют большие размеры, составом и структурой порода отвечает пироксеническому гранодиориту.

Жильные породы изменчивого в основном диоритового состава встречаются в окрестности долины реки Бухаин-гол и Ингетуин-гол. Преобладающей разновидностью является зернистый гранодиорит. Жилы диоритового состава отвечают диоритовым порфиритам, амфиболитовым сиенитовым порфиритам и другим разновидностям. Кварцевые жилы наиболее часто развыты в зонах разломами нарушенных пород. Они встречаются редко.

Тектоника

В северной Монголии выделяются две структурные зоны: каледонская и герцинская. Соприкосновение этих зон предполагается в долине реки Селенги. Наши работы как раз связаны с этой территорией. Проявления каледонских структур здесь не встречаются. На протерозойском основании нет нижнепалеозойских формаций. Западо-восточное направление каледонских осей складов в породах байкальского фундамента не встречаем. Наоборот, в фундаменте зафиксирован старший структурный план, это значит С-Ю направление складок.

Из размещения пород докембрийского основания и верхнепалеозойских формаций гранодиоритов, их обогащение рудными компонентами, явно их отличают от массивов в долине реки Селенги. Предполагаем, что это глубинный разлом, образовавшийся в конце протерозоя. Движения вдоль разлома повторялись в позднейшее время. Предполагаем, что в конце мезозоя вдоль этой системы разломов, образовался в нижнемеловое время бассейн с осадконакоплением.

Вдоль селенжской системы разломов, территория прилегающая из севера в реке Селенге поднялась. В следствии этого здесь обнажаются нижние этажи — кристаллические сланцы байкальского фундамента.

На юг от реки Селенги выступают верхнепалеозойские формации, в которые проникают интрузии герцынских гранитоидов.

Структуры протерозойского — байкальского фундамента

Северную часть изучаемой территории занимают могучие блоки протерозойского фундамента. Предполагаем, что первично в этом метаморфизованном комплексе преобладали мелкопесчанистые и глинистые осадки. Сингенетические эффузивные породы отвечают на этой территории кварцевым порфирам а также амфиболитам.

Степень метаморфизма достигла стадии образования мелкозернистых биотитовых гнейсов с сланцеватой текстурой и линеарной ориентировкой минералов в плоскостях сланцеватости. Это показывает на действие направленного давления (ЮВ). Линеации имеют ЮВ направление со склоном на ЮВ 10—15°.

Степень вторичной тектонической обработки пород протерозойского фундамента небольшая и не перекрывает первичное строение. Только в СЗ части территории встречаем зоны милонитизации. Из направление перпендикулярное к линеациям (СВ направление, уклон на ЮВ 20°). Это направление отвечает сланцеватости гранитоидов, находящихся вблиз реки Эгийн-гол. Это единственное место, где структуры С-Ю направления (протерозойский фундамент) внезапно кончаются в сопрокосновении с массивом гранитоидов. Небольшой массив простирается в З-В направлении и имеет выразительную сланцеватось (плоскости динамической обработки). Сланцеватость

гранодиоритов, их обогащение рудными компонентами, явно их отделяют от массивов гранодиоритов без сланцеватости, находящихся на юг от реки Селенги.

Такая дисгармония структурного плана могла образоваться:

а) как проявление каледонской складчатости (структуры В-З направления в форме узких зон милонитизации в протерозойском фундаменте),

б) в зависимости с оживлением активной зоны фундамента, которая действовала начиная с протерозоя — селенжская система разломов.

Пегматиты и аплиты среди гнейсов не имеют сланцеватость. Поэтому образование сланцеватости в гранитоидах произошло еще перед возникновением пегматитов и аплитов, а именно непосредственно перед осадконаколепнием нижнего мела. Породы серии Могойн-гол нарушены таким-же образом.

Структуры герцынской зоны

Направление осей складок в породах серии Могойн-гол юго-западное. Падение сланцеватости колеблется в пределях 20—90°. Комплекс пород имеет складчатые структуры. Расстояние между осями синклинал 8—10 км. Падение осей складок небольшое на ЮЗ.

Породы серии Могойн-гол залегают на гранитоидах и диоритах, соприкасаются посредством вертикальных продольных и поперечных разломов. Интрусивный контакт можно наблюдать только на некоторых местах. Проявляется слабым контактовым метаморфизмом. Поперечные разломы имеют важное значение. Обусловливают появление гранитоидов на современной поверхности земли. При небольшой мощности серии Могойн-гол (600—700 м) этот факт проявляется особенно резко.

Гранитоиды массивные. Они нарушены прямоугольной системой трещин, которые использовались как пути выступа младшего вулканизма. Жилы имеют меняющийся состав и в некоторых местах пересекают породы в форме сети, что хорошо наблюдается на открытых склонах, где эти породы образуют морфологические возвышенности.

На серии Могойн-гол, в южной части залегают вулканиты комплекса Хутул нур. Этот пестрый комплекс эффузивных и жилных пород характеризуется частыми изменениями условий залегания. Плоскости первичной отдельности подчеркнуты слабым метамор-

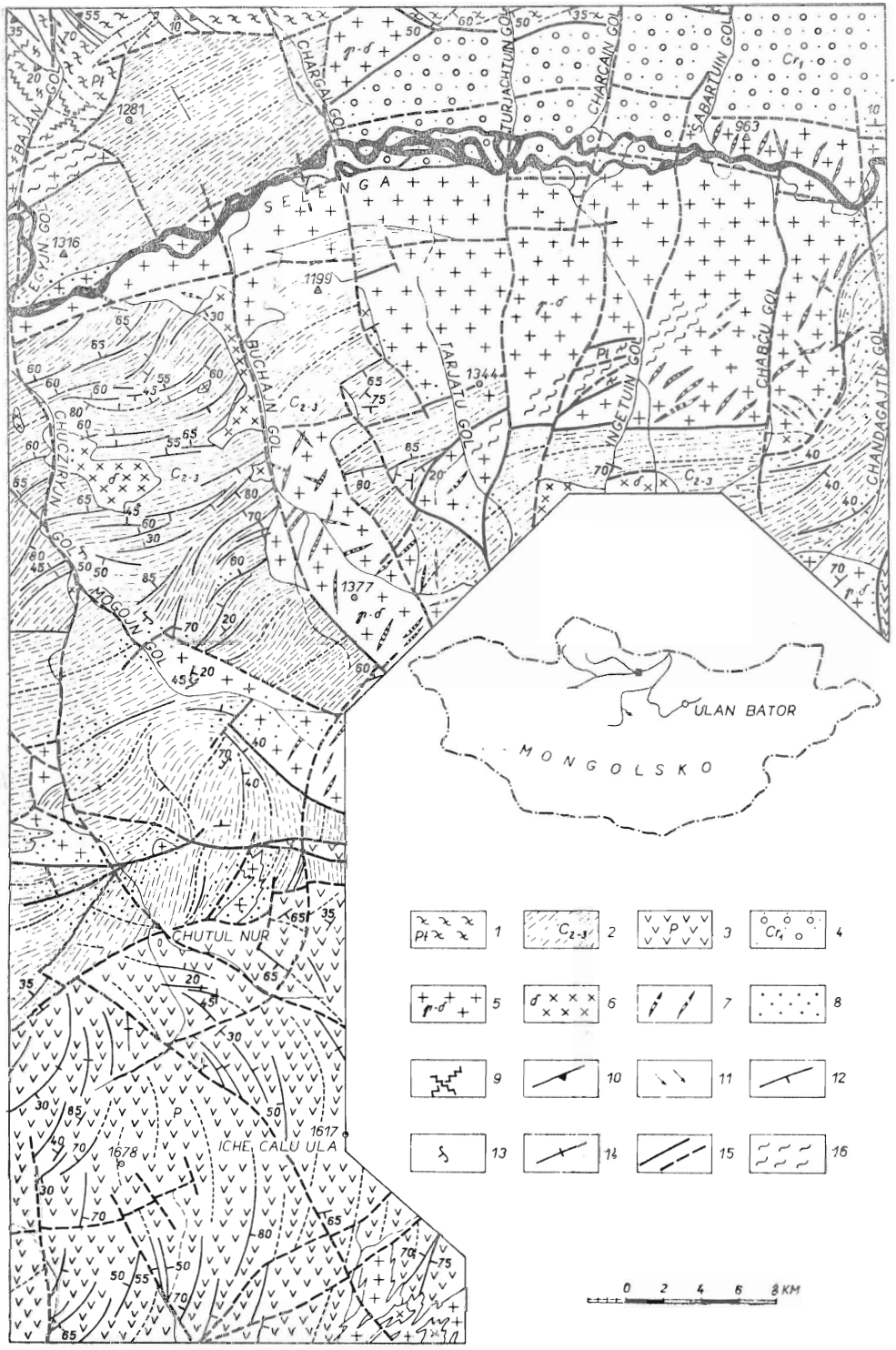
Тектоническая карта

▶

Р. Габчо—А. Клинец, 1967 г.

1 — гнейсы и мигматиты, 2 — породы серии Могойн-гол, 3 — комплекс пород Хутул нур, 4 — осадки нижнего мела, 5 — граниты-гранодиориты, 6 — диориты, 7 — жильные тела порфиритов, 8 — фелдшпатизация, 9 — аплиты-пегматиты, 10 — направление и падение слоистой сланцеватости, 11 — линеация минералов, 12 — кристаллическая сланцеватость, 13 — слоистость, 14 — расположение кристаллической сланцеватости, 15 — разломы определенные и предполагаемые, 16 — милониты.

Эпиконтинентальная морская среда, старшей фазы развития, когда образовались породы серии Могойн-гол, постепенно перешла в континентальную и озерную среду, когда возникали породы принадлежащие комплексу Хутул нур. Морская среда в это время существовала южнее, на большом расстоянии от нашей территории. По мнению советских авторов (Й. А. Грецкая — А. А. Моссаковский, 1969) этот этап существовал до нижнего триаса, на что показывают остатки организмов, которые нашли эти автори.



SELENGA
BAJAN GOL
EGYJN GOL
CHARGAI GOL
TURJACHTUIN GOL
CHARCAIN GOL
SABARTUIN GOL
BUCHAJN GOL
TARJATU GOL
INGETUIN GOL
CHABCU GOL
CHANDAGAJTU GOL
CHUCZIRYJN GOL
MOGOJN GOL
CHUTUL NUR
ICHE CALU ULA
ULAN BATOR
MONGOLSKO
1281
1316
1199
1344
1377
1617
1678
963
0 2 4 6 8 KM

физмом. Направление этих плоскостей С-Ю с уклоном на восток 70—90°.

В зоне, где соприкасается комплекс Хутул нур с серией Могойн-гол, меняется направление на З-В. Очевидно это связано с тектоническими нарушениями, которые в этой зоне особенно выразительны. Предполагаем, что также первичный контакт обеих геологических единиц замаскирован этими разломами.

В породы комплекса Хутул нур на юговостоке, проникают средне и грубозернистые гранитоиды, образующие небольшие массивы.

Что касается общей позиции этой области, мы исходим из мнения предыдущих авторов, которые считают эту область периферией герцинской структурной зоны. К этому добавляем, что осадочные процессы имели слабое развитие, но вулканическая деятельность проявилась очень сильно.

Положение и стуктуры меловых осадков

На периферии герцынской структурной зоны, в местах ослабления протерозойского фундамента, образовалась зона прогиба. Это произошло в конце мезозоя (в нижнем мелу) и привело к образованию озер. Быстрое осадконакопление в начале (могучие обрушившие блоки и неокатанные валуны) постепенно успокоилось. На это показывают слои песчаников и глин.

Современное ограничение меловых осадков тектоническое. Продольные разломы имеют направление З-В, поперечные С-Ю. Ось этой погруженной структуры склоняется на восток.

Тектонические процессы продолжаются до четвертичного времени, как показывают молодые вулканы и повторяющиеся сильные землетрясения.

Заключение

Работами, которые нами проводились, углубились знания о геологическом строении и развитии изучаемой территории. Настоящая статья занимается только некоторыми проблемами геологии. Комплексная геологическая оценка приведена в отчете, который находится в архиве Министерства геологии в Улан Баторе.

Верхнепалеозойский комплекс (свита серых и бурых порфиритов — Ю. Я. Петрович, 1963) мы разделили на две части. Старшая часть (предположительно средневерхнекарбонская) представлена темносерыми и черными осадочными породами и вулканитами. Эту часть мы назвали серией Могойн-гол. Младшая часть, представлена вулканокластическими и вулканическими породами среднекислого состава. Это сложный комплекс пород, который мы назвали комплекс Хутул нур.

О породах этих серией до сих пор существовали только общие данные. Нашими работами дополнилась их характеристика и в трех случаях установлен также их абсолютный возраст.

Биотитовые гранодиориты из долины реки Бухаин-гол содержат биотит, возраст которого определен 237 милл. лет $\pm$ 5 %.

В биотитовых парагнейсах, которые в долине Баян-гол прорывают пегматиты и аплиты, определено время перекристаллизации 120 милл. лет (первичный возраст гнейсов протерозойский).

Пегматиты — аплиты, пересекающие в форме густой сети жил гнейсы, имеют абсолютный возраст 117 милл. лет. Все образцы для абсолютного возраста анализировались в Праге. Абсолютный возраст определялся из биотита ($\pm$ 5 %).

Несмотря на то, что биотитовые парагиейсы подверглись перекристаллизации, их первичный структурный план (протерозойский байкальский фундамент) более молодые

этапы развития не нарушили. Северо-южная ориентировка минералов в гнейсах представляет дискорданцию по отношению к структурным элементам палеозойских комплексов.

Поступила 12. 9. 1973
Рецензия Я. Немчок

Литература

Алексейчик С. Н. — Стефаненко А. Я., 1947 Палеозойские отложения Монголии, Советская геология, 24, Москва.
Советская геология, № 24, Москва.
Грецкая И. А. — Моссаковский А. А., 1969: Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы). Известия Акад. наук СССР, серия геологическая, № 2, Москва.
Маринов Н. А. — Петрович Ю. Я., 1964: К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монгогии, Бюллетень МОУП, Москва.
В книге. „Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". Гостоптехиздат, Москва.

PRÍSPEVOK K POZNANIU GEOLÓGIE ÚZEMIA NA STYKU KALEDÓNSKEJ A HERCÝNSKEJ ZÓNY V SEVERNOM MONGOLSKU

RUDOLF GABČO — ALBÍN KLINEC

Územím Mongolska v okolí riek Egyjn-gol a Selenga sa vedie hranica medzi kaledónskou a hercýnskou štruktúrnou zónou. Staropaleozoické formácie v tomto úseku úplne chýbajú. Vyvinuté sú kryštalické bridlice patriace k fragmentom proterozoického fundamentu bajkalíd a mladopaleozoické formácie hercyníd. Túto sústavu hornín prenikajú granitoidy prevažne hercýnskeho veku. Len v najbližšom okolí rieky Selenga pristupuje k nim čiastočne odlišný typ granitoidov neistého postavenia a ďalej pegmatity — aplity mladokimerského veku. Hercýnske granitoidy, ktoré zaberajú pomerne veľké územia, sú podobne ako ich plášť (stredno—vrchnokarbónske a permské formácie) preniknuté hustou sieťou žíl variabilného zloženia.

Kryštalické bridlice proterozoického fundamentu zodpovedajú biotitickým rulám. Sú jemnozrnné a výrazne bridličnaté. V určitých úsekoch sa z nich vyvinuli migmatity. Metamorfná kryštalizácia sa odohrala v podmienkach orientovaného tlaku. Svedčia o tom lineárne usporiadané minerály rúl. Smer lineácie je SSZ—JJV, úklon na JV je 5—10°. Sklon krídiel vrás dosahuje stredné hodnoty, vergencia nie je zjavná.

V doline Selengy sa kryštalické bridlice proterozoika pomerne náhle končia. Ponárajú sa pod mladopaleozoické formácie, prípadne ich striedajú masívy granitoidov. S. od sútoku Egyjn-golu so Selengou je v týchto miestach vyvinutý úzky pruh výrazne dynamicky prepracovaných granitoidov. Tieto granitoidy spolu s malým bázickým telesom by sa s určitými výhradami mohli považovať za kaledónske. (Podobné masívy sa mimo územia, ktoré skúmame, pokladajú za kaledónske.)

Dynamickou premenou sú v tomto úseku postihnuté aj horniny mladšieho paleozoika. To nás vedie k záveru o existencii poruchovej zóny v doline Selengy. Okrem porušených hornín ju signalizujú aj ďalšie vzťahy. Sú to náhle

zmeny horninovej náplne, vývin kriedovej panvy na tektonicky mobilnej zóne, rekryštalizácia hornín, prenikanie pegmatitov a napokon vznik celkom mladých vulkánov. S. okraje hercýnskej štruktúrnej zóny siahajú až k rieke Selenga. Tu je vyvinutá stredno- až vrchnokarbónska (?) vulkanosedimentárna séria, ktorú sme nazvali mogojn-golská séria. Názov pochádza od doliny Mogojn-gol, v okolí ktorej je typicky vyvinutá.

Zo sedimentárnych hornín sú zastúpené tmavosivé bridlice, kvarcity, droby a zlepence. Syngenetické vulkanity majú prevažne intermediárne zloženie. Hrúbka polôh je len niekoľko metrov. Horniny série sú výrazne zvrásnené, slabo regionálne a miestne i kontakne metamorfované hercýnskymi granitoidmi, s ktorými sú v styku.

Vrásové osi hornín Mogojn-gol majú smer SV—JZ. Sklony vrásových rovín sú prevažne strmé. Horniny mogojn-golskej série pravdepodobne vznikali v prostredí nehlbokého epikontinentálneho mora. Maximálna hrúbka série nepresahuje súčasne 600—700 m.

Nad mogojn-golskou sériou je komplex Chutulnúr. Tak sme označili súbor vulkanoklastických hornín variabilného, prevažne intermediárneho zloženia a pestrých farieb.

Po zvrásnení, metamorfóze mogojn-golskej série a snáď aj intrúziách väčšiny granitoidných hornín bolo územie vyzdvihnuté. Koncom paleozoickej epochy sa v suchozemskom prostredí rozvinul mohutný vulkanizmus. Jeho produktom je komplex Chutulnúr. Jeho hrúbka dosahuje pravdepodobne až 2—3 tis. m.

Činnosť, ktorá viedla k vzniku intrúzií prenikajúcich horninami komplexu Chutulnúr, ako aj feldšpatitizácii, je pravdepodobne mladokimerského veku.

Najmladšie formácie vystupujúce v skúmanom území zastupujú sedimenty spodnej kriedy a kvartéru.

Kriedové zlepence, pieskovce a ílovce sa viažu výlučne len na oblasť Selengy, kde sú tektonicky zaklesnuté na rozhraní zón.

Kvartérne sedimenty pokrývajú asi 20 % študovaného územia. Rozlíšené tu boli eluviálno-deluviálne, proluviálne, aluviálne a eolické sedimenty.

Medzi magmatickými a vulkanickými horninami sme zaznamenali tieto vzťahy:

Výskyt granitoidov sa viaže na tri veľké, navzájom izolované oblasti — masívy. Každý z masívov sa vyznačuje veľkou variabilitou petrografického zloženia, a to najmä v okrajovej časti. Táto vlastnosť zrejme pramení z reakcie plášťa na prenikajúce magmatické masy. Z analýzy vzájomných vzťahov sme usúdili, že hlavná masa tu vystupujúcich granitoidov sa sformovala v hercýnskej epoche. Potvrdzujú to aj údaje o ich absolútnom veku (237 mil. rokov ± 5 %) — granodiorit z doliny Buchain-gol.

Masívy granitoidov sú preniknuté početnými žilami porfyritov veľmi pestrého zloženia. Vystupujú v podobe žíl niekoľkých generácií.

Granitoidy a horniny mogojn-golskej série a komplexu Chutulnúr zastihol ďalší regionálny proces — feldšpatitizácia. Kryštalické bridlice s. od Selengy sú preniknuté pegmatito-aplitovými žilami. Tie spôsobili niektoré premeny (rekryštalizáciu) v ich najbližšom okolí. Tento proces je pravdepodobne rovnako ako feldšpatitizácia mladokimerský.

Potvrdzuje to absolútny vek pegmatitov a rekryštalizovaných rúl (biotitické pararuly 120 mil. rokov a pegmatity 117 mil. rokov ± 5 %) vzorky z doliny Bajan-gol.

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 83—89

SPRÁVY

Koncentrácie kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka a možnosti ich vyhľadávania v okolí hnileckých granitov

(4 obr. v texte)

EDUARD DRNZÍK*

Ryžoviská úžitkových nerastov (minerálov) majú medzi rozličnými genetickými a priemyselnými typmi ložísk veľký význam. Podľa údajov S. I. Gurviča et al. (1965) pripadá na nerastné suroviny dobývané z ryžovísk značný podiel, napr. zlato 65—67 %, platina 100 %, cín 26 %, titán 40 %, zirkón 85 %, diamanty 25 %, tantal 12,9 % a jantár 100 %. Z tohto prehľadu je zrejmá aj význačná pozícia ryžovísk kasiteritu.

Pozitívne výsledky overovania Sn-W-Mo mineralizácie na lokalite Medvedí potok pri osade Hnilec nastolili úlohu orientačne preveriť alúvium Medvedieho potoka z hľadiska možných sekundárnych akumulácií kasiteritu.

Reálnosť a aktuálnosť riešenia tohto problému vyplynuli zo zistenia pozoruhodného obsahu cínu viazaného na kasiterit a zo spresnenej geologickej stavby územia a geomorfológie terénu.

Z výsledkov geologického mapovania (J. Baran 1971, B. Kusák — E. Drnzík 1972) a realizácie geologickoprieskumných diel (E. Drnzík 1972) je zrejmý elipsoidný tvar intrúzie, ktorého dlhšia os má sv.—jz. smer. Súdiac podľa zonálnosti vnútornej stavby, sú jej apikálne časti už oderodované.

Podľa doterajších výsledkov vyhľadávania a prieskumu sa cínové zrudnenie greisenového typu lokalizuje v bezprostrednej endokontaktnej zóne v sv. výbežku súľovskej žulovej intrúzie (obr. 1). Ďalší typ mineralizácie reprezentuje greisenizovaná apofýza aplitického granitu s naloženou vysokotermálno mineralizáciou kasiterito-kremeňo-turmalínového typu, lokalizujúca sa už v exokontaktnej zóne (J. Baran — E. Drnzík — L. Drnzíková — K. Mandáková 1971).

Hlavným geomorfologickým prvkom terénu v okolí súľovskej žulovej intrúzie hnileckých granitov z hľadiska možnej akumulácie kasiteritu vo zvetraninovom plášti je údolie Medvedieho potoka.

Je to údolie v podobe tvaru V, postupne denudujúce sz. i sv. okraj súľovskej žulovej intrúzie, teda tie časti, v ktorých sa zistilo zrudnenie. V údolí sa doteraz akumuluje a prenáša denudovaný materiál endo- i exokontaktnej zóny granitov až do údolia rieky Hnilec.

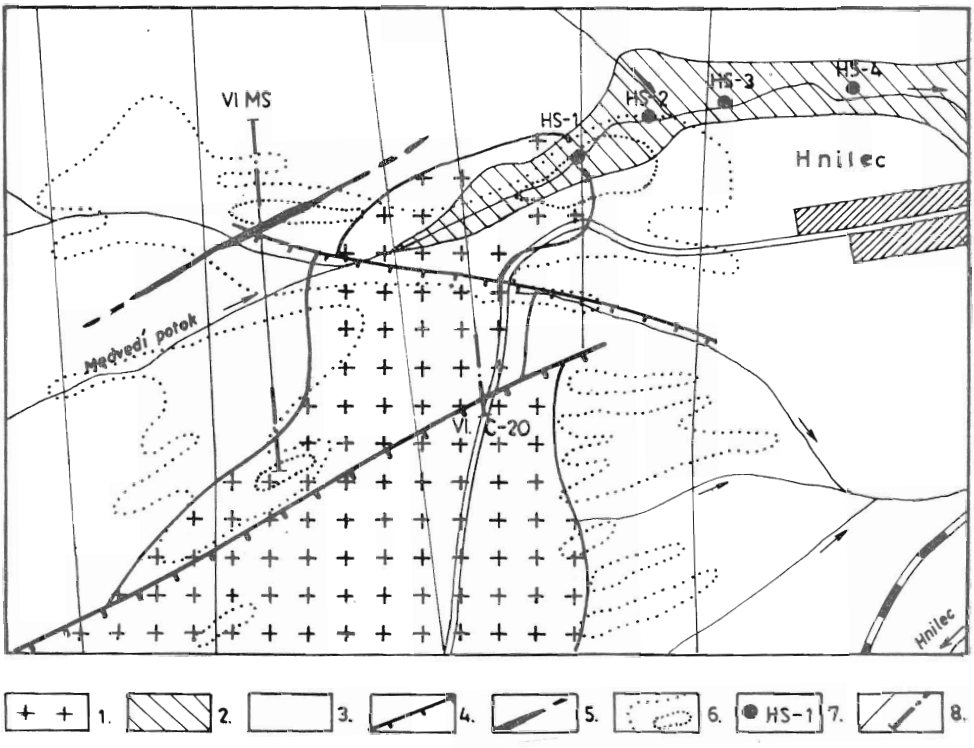
Úvahy o možnej akumulácii kasiteritu a jeho sprievodných minerálov v alúviu Medvedieho potoka okrem toho podporovali profily pôdnej metalometrie, prechádzajúce naprieč alúviom Medvedieho potoka v priestore v. od sv. výbežku súľovskej žulovej intrúzie.

V tých miestach bol zaznamenaný zvýšený obsah Sn, hodnotený v stupnici SPD. Hodnotením obsahu Sn v zahustených profiloch sa vyčlenila v sekundárnom geochemickom poli výrazná geochemická anomália (J. Baran 1963—1971).

* Ing. Eduard Drnzík, Geologický prieskum, n. p., 052 90 Spišská Nová Ves.

Spôsob orientačného preverenia cínonosnosti alúvia Medvedieho potoka

V januári 1973 sa urobili štyri veľkopriemerové vrty nárazovotočivou súpravou B-120-M. Vrty boli lokalizované v alúviu Medvedieho potoka, a to v. smerom od sv. výbežku súľovskej žulovej intrúzie. Prvý vrt bol lokalizovaný približne na rozhraní kontaktu žuly s horninami plášťa, ďalšie približne 100 m od seba v smere toku Medvedieho potoka (obr. 1). Skalný podklad sa overil v hĺbke 5—7 m.



Obr. 1. Schematická geologická mapa sv. okraja súľovského telesa hnileckých granitov 1 — súľovský granit, 2 — alúvium Medvedieho potoka, 3 — nerozčlenené horniny plášťa, 4 — tektonická línia, — 5 kasiterit — kremeň — turmalín — suflidická žila, 6 — geochemické anomálie, 5 — 8 SPD, 7 — veľkopriemerové vrty, 8 — metalometrické profily.

Vzorky z veľkopriemerových vrtov spracovalo Laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi podľa schémy Ing. Hany Mjartanovej (obr. 2).

Distribúcia, obsah a sprievodné minerály kasiteritu

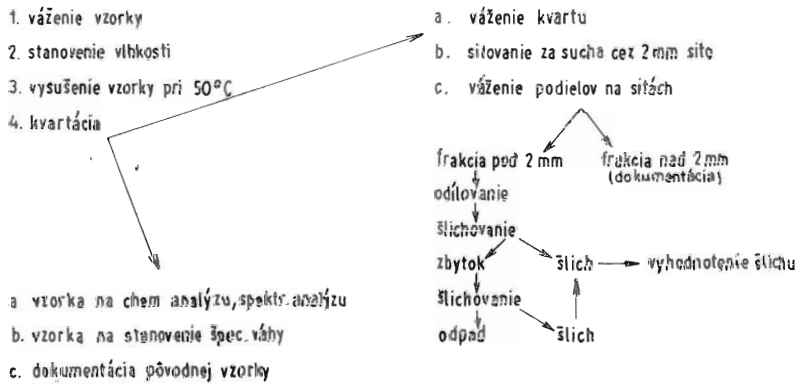
Z priložených grafov distribúcie vo vrtoch (obr. 2) je zrejmá veľká rôznorodosť obsahu kasiteritu, čo zapríčiňuje povaha alúvia v doline nachodiacej sa v štádiu intenzívnej erózie. Obsah kasiteritu sa pohybuje od niekoľkých g až do 290 g/t.

Priemerný obsah kasiteritu vo vrtoch bez analýz do hĺbky 1 m dokumentuje tab. 1.

Index vrtu	HS-1	HS-2	HS-3	HS-4
Priem. obsah kas. g/t	19,7	100,7	8,7	22,9

Priemerný obsah kasiteritu zo štyroch vrtov je 38,0 g/t pri veľmi rozdielnom obsahu v každom vrte.

Z grafov distribúcie je ďalej nápadný nízky obsah kasiteritu v hĺbkach do 1 m od povrchu, spravidla od niekoľkých g do 10—12 g/t. Súčasná humusová vrstva alúvia je teda na kasiterit veľmi chudobná. Ale humusová vrstva v zvetraninovom plášti mimo alúvia je kasiteritom obohatená, čo potvrdzujú i výsledky pôvodnej metalometrie (J. Baran 1963—1971). Produktívny horizont je málo výrazný a vcelku veľmi chudobný. Obohatenie kasiteritom nad skalným podkladom (plôtikom) je zreteľné len vo vrte HS-2.



Obr. 2. Schéma spracovania šlichových vzoriek

Koeficient variácie obsahu kasiteritu vo vertikálnom smere zo všetkých vrtov je 166, čo dokazuje, že ide o ryžovisko s nepravidelným obsahom kasiteritu, nepravidelnou mocnosťou produktívnej vrstvy a nepravidelnou morfológiou.

Kasiterit je svetlohnedej až tmavohnedej farby, mastného lesku, ostrého nepravidelného ohraničenia. Zastúpenie jednotlivých zrnitostných frakcií z dvoch najbohatších vzoriek je takéto:

HS-2, 3,0—3,5 m: nad 0,1 mm — 61,44 váhových %
nad 0,2 mm — 18,30 váhových %
nad 0,5 mm — 9,02 váhových %
nad 1,0 mm — 13,00 váhových %
pod 0,1 mm — 13,67 váhových %

HS-2, 4,5—5,0 m: nad 0,1 mm — 44,80 váhových %
nad 0,2 mm — 24,77 váhových %
nad 0,5 mm — 16,10 váhových %
nad 1,0 mm — 10,66 váhových %
pod 0,1 mm — 3,90 váhových %

Anomálny obsah kasiteritu je sprevádzaný zvýšeným obsahom scheelitu. Prítomnosť volframitu sa nezistila ani v jednej vzorke.

Pozoruhodná je prítomnosť rumelky, avšak jej obsah nekoreluje s obsahom kasiteritu. Jej pôvod je zatiaľ neznámy.

Geologické predpoklady koncentrácie kasiteritu v exogénnych útvaroch rajónu hnileckých granitov

Hnilecké granity odkryla erózia na pravom a ľavom svahu hnileckej doliny medzi osadami Hnilec a Tretí Hámor.

V geologických mapách rozličných autorov (J. Kamenický — L. Kamenic-

ký 1955, J. Pecho 1964, J. Baran 1971, B. Kusák 1973) majú nepravidelnú konfiguráciu, komplikovanú tektonickými líniami sj. a vz. smerom. Eróziou odkryté plochy majú rozlohu niekoľko km^2. Značná mocnosť sutiny najmä v peklištianskej depresii, v priestore j. od štôlne Ferdinandka a v priestore kóty Majzlová pravdepodobne skrýva rozsiahlejšie plochy granitu.

Z interpretácie regionálnych geofyzikálnych meraní (O. Fusán — J. Ilavský — J. Kotásek — M. Krs — M. Smíšek — J. Uhlman 1965) je zrejmé, že ide o apikálne časti pravdepodobne niekoľkofázovej intrúzie. Na základe odlišnej petrografickej povahy boli jednotlivé telesá v ostatnom čase označené ako súľovské, delavské a peklištianske granity (J. Baran, L. Drnzíková, K. Mandáková, E. Drnzík 1970).

Výsledky účelového geologického mapovania J. Barana (1971) a v ostatnom čase B. Kusáka (1973) dokumentujú procesy greisenizácie na omnoho väčších plochách, ako to bolo doteraz známe. Okrem greisenizácie s obsahom kasiteritu v súľovskom telese sa zistila greisenizácia delavského i peklištianskeho telesa hnileckých granitov. I keď sa doteraz v posledných dvoch prípadoch nezistili zrudnené greiseny, výrazné geochemické Sn-anomálie zistené pôdnou metalometriou (J. Baran 1963—1971) pri osade Delava v alúviu rieky Hnilec, ďalej Sn-anomálie v alúviu na j. svahu Suchého vrchu, Sn-anomálie v delúviu peklištianskej depresie i v delúviu chotára Majzlová pri osade Tretí Hámor poukazujú podľa výsledkov prieskumu na lokalite Medvedí potok (E. Drnzík 1973) nielen na primárny zdroj zrudnenia, ale i na cesty migrácie kasiteritu z hnileckých granitov a jeho akumuláciu v rozličných exogénnych útvaroch zvetraninového plášťa v tomto rajóne, najmä v alúviu rieky Hnilec (obr. 4).

Podľa analógie z lokality Medvedí potok možno predpokladať, že zdrojom rozsypných akumulácií v alúviu rieky Hnilec boli nielen denudované vrcholové partie žulových telies, ale i zrudnené apofýzy granitov, resp. žilné telesá vysokotermálnej Sn-W mineralizácie.

Hydrogeomorfologické predpoklady

Veľmi dôležitým faktorom hydrogeomorfologického predpokladu koncentrácie kasiteritu v exogénnych útvaroch okolia hnileckých granitov je skutočnosť, že sú granity odkryté v doline, ktorú vytvorila a stvárnila hydrosieť rieky Hnilec. Tá spolu s exogénnymi geologickými činiteľmi deštruovala horniny plášťa granitov i jeho apikálne časti, ale čo je hlavné, zúčastňovala sa na distribúcii zvetraného materiálu, a teda i na distribúcii a akumulácii úžitkových komponentov, najmä kasiteritu a zrejme i volframitu.

Z hľadiska tvorby a povahy rozličných genetických a morfologických typov koncentrácií kasiteritu má dôležitú úlohu reliéf a hydrodynamický režim hydrosietí. Z tohto aspektu má povodie rieky Hnilec v rajóne hnileckých granitov priam vynikajúce podmienky.

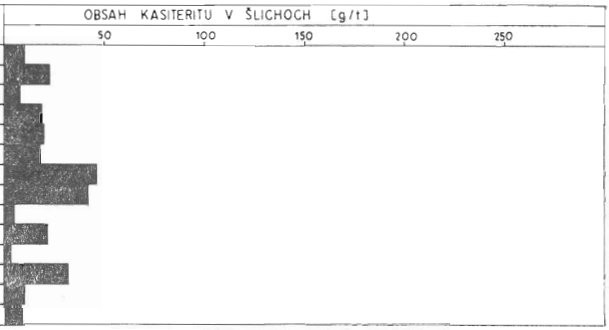
Reliéf má stredohorský ráz s dolinami tvaru V s aktívnou hydrosieťou. Doliny sú v štádiu erózie. Ani hydrosieť rieky Hnilec zatiaľ nedosiahla štádium rovnováhy. Všeobecne v tomto rajóne prevláda deštrukcia terénu nad akumuláciou materiálu. Svahy dolín sú pomerne strmé, prítoky rieky Hnilec bystré. Výraznou morfologickou jednotkou je tzv. peklištianska depresia z troch strán obklopená strmými svahmi, v ktorých sú obnažené žuly. Dno je vyplnené značnou mocnosťou (do 30 m) zvetraného materiálu veľmi pestrého zloženia.

Samotná rieka Hnilec tvorí početné meandre po stranách lemované terasami. Ako sme spomenuli, geochemické anomálie cínu v sekundárnom geochemickom poli zistené pôdnou metalometriou sú priestorovo totožné s niektorými morfologickými útvarmi rieky Hnilec.

Z analýzy hydrogeomorfologických pomerov v priestore hnileckých granitov je zrejmé, že z hľadiska zistenia sekundárnych koncentrácií kasiteritu treba venovať

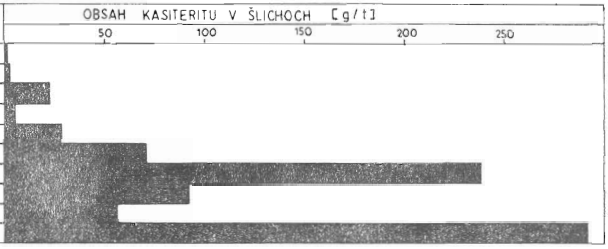
VRT HS - 1

SPRIEVODNÉ MINERÁLY	METRÁŽ [m]
scheelit a, rumelka a	0,0 – 0,5
scheelit a, rumelka a	0,5 – 1,0
scheelit b, rumelka a-b	1,0 – 1,5
scheelit a, rumelka a-b	1,5 – 2,0
scheelit a, rumelka a-b	2,0 – 2,5
scheelit a, rumelka a	2,5 – 3,0
scheelit a, rumelka b	3,0 – 3,5
scheelit a, rumelka b-a	3,5 – 4,0
scheelit rumelka	4,0 – 4,5
scheelit a, rumelka a	4,5 – 5,0
scheelit rumelka a	5,0 – 5,5
scheelit a, rumelka a	5,5 – 6,0
scheelit b, rumelka a	6,0 – 6,5
scheelit a, rumelka a	6,5 – 7,0



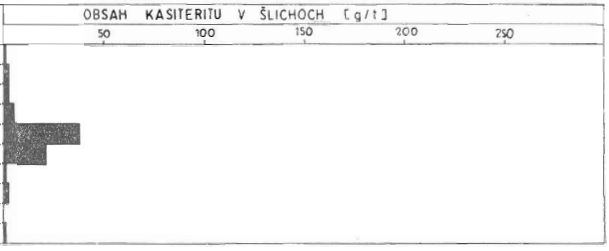
VRT HS - 2

SPRIEVODNÉ MINERÁLY	METRÁŽ [m]
scheelit a, rumelka	0,0 – 0,5
scheelit a, rumelka	0,5 – 1,0
scheelit a, rumelka a	1,0 – 1,5
scheelit b, rumelka	1,5 – 2,0
scheelit b, rumelka a	2,0 – 2,5
scheelit b, rumelka a	2,5 – 3,0
scheelit b, rumelka a	3,0 – 3,5
scheelit b, rumelka a	3,5 – 4,0
scheelit b, rumelka a	4,0 – 4,5
scheelit b, rumelka	4,5 – 5,0



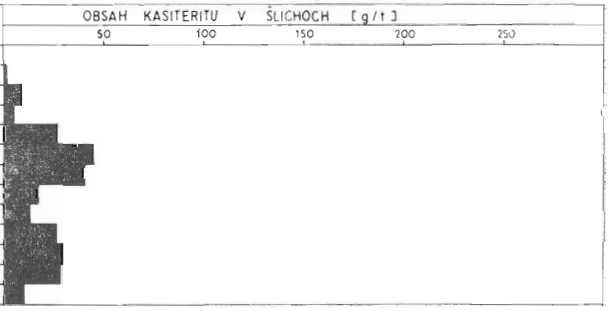
VRT HS - 3

SPRIEVODNÉ MINERÁLY	METRÁŽ [m]
scheelit a, rumelka b	0,0 – 0,5
scheelit a-b, rumelka	0,5 – 1,0
scheelit a-b, rumelka c-d	1,0 – 1,5
scheelit a, rumelka d	1,5 – 2,0
scheelit a, rumelka a	2,0 – 2,5
scheelit a, rumelka b	2,5 – 3,0
scheelit a, rumelka d	3,0 – 3,5
scheelit a, rumelka a	3,5 – 4,0
scheelit a, rumelka a	4,0 – 4,5
scheelit a, rumelka a-b	4,5 – 5,0



VRT HS-4

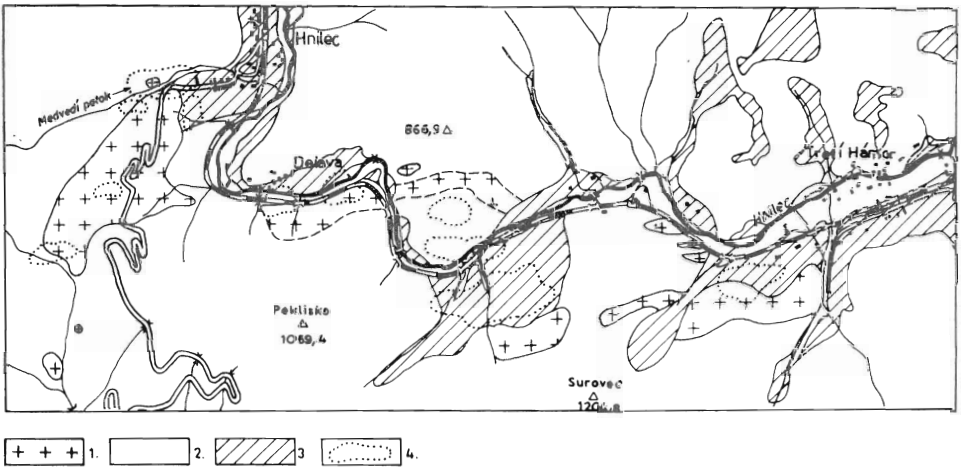
SPRIEVODNÉ MINERÁLY	METRÁŽ [m]
	0,0 – 0,5
scheelit a, rumelka a-b, baryt d	0,5 – 1,0
scheelit a, rumelka a, baryt c	1,0 – 1,5
scheelit a, rumelka b-c, baryt d	1,5 – 2,0
scheelit a, rumelka b, baryt d	2,0 – 2,5
scheelit a-b, rumelka b, baryt c	2,5 – 3,0
scheelit a, rumelka b, baryt c-d	3,0 – 3,5
scheelit a, rumelka b, baryt c-d	3,5 – 4,0
scheelit a, rumelka b,	4,0 – 4,5
scheelit a, rumelka c, baryt b	4,0 – 5,0
scheelit a, rumelka b, baryt c-d	5,0 – 5,5
scheelit a, rumelka a, baryt d	5,5 – 6,0
scheelit a, rumelka b, baryt 93%	6,0 – 6,5



VYSVETLIVKY a - počet zŕn minerálu do 10 ks
b - počet zŕn minerálu od 10 – 100 ks
c - počet zŕn minerálu od 100 – 500 ks

Obr. 3. Distribúcia kasiteritu a sprievodných minerálov v aluviu Medvedieho potoka.

pozornosť najmä alúviu rieky Hnilec v miestach geochemických anomálií v miestach spomalenia toku, t. j. na vnútornej strane meandrov. Veľkú pozornosť bude treba venovať aj riečnym a akumulatívnym terasám, dejekčným kužeľom, sklonom údolia pod východmi granitov, ale najmä v peklištianskej depresii, kde možno očakávať eluviálne a deluviálne koncentrácie kasiteritu.



Obr. 4. Schematický plán rozmiestnenia žulových intrúzií v Hnileckej doline.
1 — žuly, 2 — nerozčlenené horniny plášťa, 3 — deluviálno-eluviálne uloženiny, 4 — geochemické anomálie Sn.

Záver

1. Realizáciou veľkopriemerových nárazových vrtov a ich hodnotením sa dokázala cínonosnosť alúvia Medvedieho potoka.

2. Podľa výsledkov šlichových rozborov sú v alúviu Medvedieho potoka sekundárne koncentrácie kasiteritu, ktorých priemyselný význam zatiaľ nemožno odhadnúť.

3. Zistenie koncentrácií kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka, a to v tých miestach, kde metóda pôdnej metalometrie zistila a v stupnici SPD zhodnotila plošnú geochemickú anomáliu v sekundárnom geochemickom poli, potvrdzuje účelnosť použiť túto metódu i pri vyhľadávaní sekundárnych akumulácií kasiteritu v údoliach nachádzajúcich sa v štádiu hlbinnej erózie.

4. Na základe analógie geologickej stavby a geomorfologických pomerov v priestore súľovskej žulovej intrúzie možno očakávať koncentrácie kasiteritu aj v alúviu rieky Hnilec na úseku od osady Hnilec po Tretí Hámor, resp. i v iných priestoroch eróziou odkrytých cínonosných gemeridných žúl.

5. Pozornosť geologického bádania treba sústrediť nielen na alúvium rieky Hnilec, ale i na sprievodné geomorfologické útvary, ako sú riečne a akumulatívne terasy, dejekčné kužele, ako aj na eluviálno-deluviálne útvary pod východmi granitov.

Doručené 10. 12. 1973
Odporučil Ivan Kravjanský

LITERATÚRA

Baran, J. — Drnzíková, L. — Madláková, K. 1970: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov., 2, s. 159—164.

Baran, J. — Drnzíková, L. — Madláková, K. Drnzík, E. 1970: Nálezová správa a doterajšie výsledky vyhľadávania Sn-W zrudnenia v oblasti Hakovca,

Hnilca a Tretieho Hámru. Manuskript — archív SGÚ, Bratislava, 15 s.
Baran, J. — Drnzík, E. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medveďom potoku. Mineralia slov., 3, s. 151—153.
Baran, J. 1971: Geologické a metalogenetické pomery medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hámrom. [Kandidátska práca.] Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 253 s.
Drnzík, E. — Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1973: Geologičeskije predposylki, kriterii i perspektívy Sn-W-Mo orudenenia v Spišsko-gemerskych rudných gorach. Mineralia slov., 5, s. 157—164.
Drnzík, E. 1974: Koncentrácie kasiteritu v alúviu Medvedieho potoka pri osade Hnilec. Mineralia slov. (v tlači).
Fusan, O. — Ilavský, J. — Kotásek, J. — Krst, M. — Smíšek, M. — Uhlman, J. J. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohoří. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 5—73.
Gurvič, S. I. — Kamšilin, E. M. — Rožkov, I. S. — Romanov, G. P. — Trofimov, V. S. — Frolov, V. V. — Foss, G. V. 1965: Geologia rossypej. Moskva, Nedra 5.
Kamenický, J. — Kamenický, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41 (Bratislava), s. 5—73.
Kusák, B. 1973: Správa za 1973 rok o výsledkoch geologického mapovania na lokalite Delava — Peklisko — Majzlová. Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves.
Kusák, B. — Drnzík, E. 1972: Správa za rok 1973 o výsledkoch geologického mapovania na lokalite Hnilec — Medvedí potok. Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves, s.
Maternikov, M. P. 1964: Genetičeskije gruppy i formacii olovorudnych miestorožděnij. Sov. geol. (Moskva), N° 11.
Materikov, M. P. 1966: Genetičeskije i promyšlennyje tipy oloviannych mestorožděnij. In: Sovremennyje metody poiskov mestorozdenij olova, wolframa i molybdena. Moskva.
Pecho, J. 1964: Geologická mapa SZ časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — archív GP, Spišská Nová Ves.
Vachtl, J. 1937: Žula od Hnilca ve Slovenském Rudohoří. In: Sbor. ban. muzea D. Štúra. Sv. 1. Banská Štiavnica.

Concentrations of cassiterite in the alluvium of the Medvedí potok brook and possibilities of their prospection in the surroundings of the Hnilec granites

EDUARD DRNZÍK

The positive results of verification of Sn-W-Mo mineralization at the locality Medvedí potok brook have set the problem of orientional examination of the Medvedí potok brook alluvium from the standpoint of possible secondary accumulations of cassiterite.

For this purpose four great-diameter boreholes were sunk to the depth of 5—7 m at distances of approximately 100 m from one another. Sampling was carried out in intervals of 0,5 m. The contents of cassiterite varied from several grams to 290 gr/t. The distribution of cassiterite is unequable. The industrial importance cannot be judged so far. The obtained results provide a basis for searching out of secondary anomalies in the area of the Hnilec granites. The Hnilec granites are exposed erosion at the right and left slope of the Hnilec river valley at several places. In the last time much larger areas of greisenisation have been found than it was supposed so far. The hydro-geomorphoogical regimen in this area is uncommonly favourable. Concentrations of cassiterite may be expected in the alluvium of the Hnilec river as well as in deluvial-eluvia formations of the weathering mantle, mainly at places where distinct Sn-anomalies have been established in the secondary geochemical fied. According to the analysis of feological and geomorphological criteria the described area may be considered as perspective for alluvial accumulations of cassiterite.

V. V. Ljachovič: **Redkie elementy v akcessornych miněralach granitoidov.** — Izd. Nědra, Moskva, 1973, 310 s.

Kniha významného sovětského geochemika V. V. Ljachoviče je věnována studiu obsahů vybraných vzácných a rudních prvků (Nb, Ta, TR, U, Th, Ge, Sc, W, Mo, Sn, Pb, Zn, Cu, Bi) ve třinácti nejhojnějších akcesorických minerálech granitoidů. K těmto minerálům patří: zirkon, apatit, magnetit, titanit, ilmenit, rutil, monazit, ortit, fluorit, turmalín, pyrit, epidot, granát.

Publikace tematicky navazuje na monografii tohoto autora z r. 1972, ve které se zabývá problematikou obsahů stopových prvků v hlavních horninotvorných minerálech granitoidů. Na rozdíl od této publikace si v recenzované knize všímá koncentrátorů těchto prvků, kterými jsou akcesorické minerály. Na základě obsahů vzácných prvků v akcesorických minerálech jako indikátorů zrudnění diskutuje možnost rudonosnosti matečných granitoidních těles. Geochemické závěry opírá o bohatý statistický komplex dat; celkem bylo zpracováno 6350 částečných chemických analýz, z toho 2630 stanovení pochází z laboratoře IMGRE v Moskvě. U jednotlivých stanovení jsou uvedeny použité metodiky, včetně citlivosti stanovení. Veškerá analytická data jsou udávána v hodnotách g/t a koeficienty koncentrace (K) jednotlivých prvků vyjadřují vztah ke klarkům podle A. P. Vinogradova (1962).

Kniha je vhodně rozdělena na tři hlavní kapitoly. První se zabývá obecnými problémy akcesorických minerálů granitoidů. K tomuto okruhu otázek patří problém posloupnosti krystalizace těchto minerálů, dále jejich kvantitativní zastoupení v jednotlivých typech granitoidů.

V druhé kapitole jsou stručně zhodnoceny způsoby vazby jednotlivých studovaných prvků v akcesorických minerálech na základě literárních údajů.

Třetí nosná kapitola zhodnocuje obsahy vzácných a rudních prvků v akcesorických minerálech.

Kniha je doplněna 138 přehlednými tabulkami a 22 ilustracemi; seznam literatury obsahuje 781 citací.

Pavel Kašpar — Jaromír Ulrych

G. V. Vojtkevič: **Proischožděnije i chimičeskaja evolucija Zemli.** — Izd. Nauka, Moskva, 167 s., náklad 11 500 výtisků, 1973.

Sovětská popularizační literatura z oboru geologických věd, zejména z mineralogie a geochemie, má dlouhou dobu dobrou tradici. Stačí jen namátkou připomenout knihu A. E. Fersmana „Zanimatelnaja geochimija" z r. 1948, známou v českém překladu pod názvem „Země laboratoř" z r. 1950, nebo od stejného autora publikaci „Vzpomínky na nerosty" z r. 1946, dále knihu F. Bublejnikova „Poklady Země" z r. 1951, dále dílo M. P. Šaškolské „Krystaly" z r. 1956.

Kniha prof. G. V. Vojtkeviča, vydaná nakladatelstvím Nauka v Moskvě v řadě Přítomnost a budoucnost Země a lidstva, je dalším pokračováním této tradice. Autor si vytyčil cíl objasnit přístupnou formou některé sporné otázky původu Země a jejích chemických změn v průběhu dlouhé geologické historie na základě kosmochemických, geochemických a geofyzikálních údajů získaných v posledních letech. V útlé publikaci jsou shrnuty údaje o distribuci jednotlivých prvků ve sluneční soustavě a o jejich geochemických vlastnostech, údaje o chemickém složení meteoritů, planet a dalších těles sluneční soustavy. Podrobně je pojednáno o stavbě a složení Země, o radioaktivních procesech probíhajících v minulosti a v přítomnosti na Zemi atd. Srozumitelná forma podání jednotlivých témat, vhodná kapitolizace umožňující rychlou orientaci, dále třicet pečlivě volených vyobrazení činí knihu přístupnou širokému okruhu čtenářů.

Pavel Kašpar

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 91—98

Ťažké minerály z terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny

(1 obr. a 6 tab. v texte)

JÁN GREGUŠ*

Minéraux lourds des sédiments tertiaires du Bassin de Brezno

L'exploration des schlichs provenant des sédiments du Bassin de Brezno a démontré le contenu élevé de monazite et d'or. Au point de vue de la minéralogie topographique, le gîte de croco ïte est très intéressant parce qu'il est isolé jusqu à maintenant en Slovaquie.

Úvod

Štúdium minerálov z terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny nadväzuje na rad prác dotýkajúcich sa primárnej zlato-scheelitovej epigenetickej mineralizácie veporíd. Autori prác sa zamerali najmä na oblasť kraklovskej a kráľovohoľskej zóny, kde bol miestami zistený zvýšený obsah scheelitu a zlata. O prvých výsledkoch svojej práce informoval P. Hvožďara v rokoch 1966 a 1967. Niektoré ďalšie výsledky výskumu tejto oblasti sú v diplomových prácach M. Chovana (1968), J. Határa (1970), J. Greguša (1970), v rigozórnej práci M. Chovana (1970) a najnovšie v štúdii P. Hvožďaru (1971).

Cieľom našej práce bolo získať podrobné údaje o možnosti výskytu prospekčne významných minerálov (zlato, scheelit a i.) v terciérnych sedimentoch, ktoré sa mohli týmito minerálmi nasycovať z erodovaných primárnych ložísk.

Pri odbere vzoriek v teréne sme používali metódu, ktorú opisuje J. Slávik (1965). Odobrali sme 213 šlichových vzoriek. Na podrobnejšie určenie niektorých minerálov sme použili optickú identifikáciu, röntgenometrickú analýzu, kvalitatívnu spektrálnu analýzu, kvalitatívnu laserovú analýzu a mikrochemické identifikácie.

Opis minerálov

Zlato vytvára typické nepravidelné pliešky, tabuľky, hrudky a zriedkavo i zaoblené, nedokonale vyvinuté kryštály. V jednom prípade sa našiel nedokonalý kryštál (šlich č. 184) vo veľkosti až 1 mm, ktorý je spojkami tvarov {100} a {111} (obr. 4). Veľkosť zlatiniek sa pohybuje od 0,05—0,5 mm. Niektoré zlatinky sú na povrchu nerovné a rozbrázdené. Zlato má typickú zlatožltú farbu. Podrobne sa študovala morfológia a veľkosť zlata. Porovnaním morfológie zlata zo študovaného územia, s morfologickou klasifikáciou A. F. Fastaloviča a N. Petrovskej (in M. N. Albov 1960) vidieť, že prevládajú hrudkovité, tabuľkovité, dentritové a hubovité formy zlata (obr. 2, 3, 4). Podľa klasifikácie V. K. Flerova a A. A. Usovej (in M. N. Albov 1960) patrí študované zlato podľa veľkosti k veľmi drobnému (0,05—0,2 mm) a drobnému (0,2—1,0 mm) zlatu (obr. 2, 3, 4). Z celkového množstva šlichov (213) bolo 27 pozitívnych na zlato, t. j. asi 13 %, a obsah zlata sa pohyboval od 1—3 zlatiniek v šlichu. Iba v šlichu č. 49 bolo identifikovaných 13 zlatiek.

* RNDr. Ján Greguš, Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK, Gottwaldovo nám. 2, 801 00 Bratislava.

Molybdenit sme zistili len v jednom šlichu. Tvorí hrubšie šupinky olovenosivej farby s odtieňom do modra, so silným kovovým leskom. Veľkosť šupiniek je 0,1 mm. Výsledky kvalitatívnej laserovej analýzy molybdenitu sú v tab. 1.

Tab. 1

100—1 %	1—0,1 %	01,—0,01 %	0,01—0,001 %
Mo		Sn	Mn, Mg, Cu

Pyromorfit (?) bol identifikovaný v 95 šlichoch. Habitus minerálov je nepravidelne tabuľkovitý. Iný habitus sa nikdy nepozoroval. Nezistili sa ani kryštalické plochy. Farba väčšinou kolíše medzi zelenými a hnedými farebnými odtieňmi. Veľkosť je od 0,05—1 mm. Vo veľkej väčšine prípadov je priesvitný a má jasný sklený lesk bez stôp štiepateľnosti. Opticky je izotropný. Dobre sa rozpúšťa v kyselinách. Ďalšou významnou skutočnosťou je, že má na jednej ploche vždy sekundárny biely nálet cerusitického (?) vzhľadu (obr. 6). Druhá strana tabuliek je vždy jemne hladká. Mikrochemicky a kvalitatívnou laserovou analýzou sa dokázalo, že jednou z jeho podstatných zložiek je olovo. Röntgenometrické určenie nepriniesloo výsledky. Kvalitatívnou laserovou analýzou boli zistené hodnoty, ktoré sú v tab. 2. Na základe obsahu Pb a jeho morfológie, farebnej variability (porovnanie s pyromorfitom, ktorý uvádza H. H. Truškova a A. A. Kucharenko 1961 v atlase minerálov rozsypov) možno predpokladať, že ide o pyromorfit (?). J. Slávik (1970) ho opisuje z rozsypov Vihorlatu.

Tab. 2

100—1 %	1—01 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %
Pb	Mg, Fe, Cu, Si	Al	Ti, Mn, Ag
Pb	Fe, Mg	Si, Al	Ti, Mn, Ag, Cu, Sn

Pb-Cr-Bi-minerál (?) tvorí nepravidelné oválne zrná zelenej farby. Skoro všetky zrná boli prasknuté, akoby pootvorené. Bolo vidieť, že stred tvorí tvrdšie jadro tmavohnedej farby s náznakom veľmi jemnej pórovitosti a iba ich povrch je sfarbený do zelena. Okrem takýchto zŕn sa vyskytovali aj nepravidelné zemité agregáty, ktoré už nemali zachované jadro a pod tlakom separačnej ihly sa drobili na jemný zelený prášok. Röntgenometrické určenie nepriniesloo výsledky. Pravdepodobne ide o amorfné agregáty uvedených prvkov. Z výsledku kvalitatívnej laserovej analýzy (tab. 3) a z geologickej situácie územia, z ktorého boli uvedené zrná identifikované (v blízkosti kóty 749,9 —. Hrachovisko sa vyskytuje ultrabázické teleso) a z asociácie minerálov v šlichu, kde bol identifikovaný krokoit, sa dá predpokladať, že ide o amorfný agregát prvkov Pb—Cr a Bi.

Tab. 3

100—1 %	1—0,1 %	01,—0,01 %	0,01—0,001 %
	Pb, Mg, Si	Cr, Bi, Fe	W, Mn

Pb-Zn-minerály (?) sa vyskytovali v šlichoch odobratých z j. časti študovaného územia, kde vystupuje súvislý pás neovulkanitov. Tvoria striebrosivé kujné plieškv nepravidelného obmedzenia. Veľkosť je 0,05—0,1 mm. V šlichoch boli zastúpené 1—2 plieškami. Kvalitatívnou laserovou analýzou boli zistené hodnoty, ktoré sú v tab. 4.

Tab. 4

100—1 %	1—0,1 %	01,—0,01 %	0,01—0,001 %
Pb, Bi, Sb?	Fe	Cu, Mn, Mg	Sn, Zn, Cr, Ag, Ti, Al, Si
Pb, Si	Cu, Sn, Mg	Fe	Mn
Pb		Cu, Sn, Mg	Mn, Si
Pb	Mg, Si	Cu, Fe	Ag, Mn
Pb	Mg, Si		Fe, Ag, Mn
Pb	Sn	Cu, Mg	Si
Zn	Fe	Si, Mg	Pb, Ag, Cu, Ti, Mn

Porovnaním fyzikálnych vlastností a z kvalitatívnej laserovej analýzy sa dá iba predpokladať, že môže ísť o zložité zlúčeniny Pb, Bi, Sb, Zn. Rovnako nemožno vylúčiť predpoklad, že ide o produkt znečistenia. O ich pôvode z tak málo poznatkov nemožno zatiaľ robiť uzávery. J. Slávik (1970) z rozsypov Vihorlatu opisuje podobné kujné pliešky striebrosivej farby a predpokladá, že ide o niektorý z početných sulfidov Pb a Bi (galenobizmut, tetradymit, platinit, wittit, kosalit, lilianit, hungarit, bergerit).

Krokoit vytvára oválne zemité agregáty oranžovožltej, žltej a oranžovočervenej farby. Sú veľmi mäkké, pod tlakom separačnej ihly sa drobia na žltý prášok. Ich veľkosť je 0,5—1,0 mm. Z výsledku kvalitatívnej laserovej analýzy (tab. 5) a röntgenometrickej analýzy (tab. 6) vyplýva, že ide o krokoit. Namerané hodnoty *dm* súhlasia s tabuľkovými hodnotami, ktoré uvádza I. I. Michejev (1957).

Tab. 5

100—1 %	1—0,1 %	01,—0,01 %	0,01—0,001 %
	Pb, Cr	Mg, Bi	Mn, Co, W

Monazit vytvára typické monoklinické kryštály. V zásade sú prítomné dva typy kryštálov: tabuľkovité a prizmatické (obr. 5). Kryštály sú spojkami tvarov {110}, {011}. Majú veľkosť až 3 mm, zaoblené hrany, drsný, nerovný povrch. Sú matné, väčšinou nepriehľadné, medovožltej farby s nádychom do hneda. A. A. Kucharenko (1961) vyčlenil dva morfologické typy monazitov:

— tabuľkovité, ktoré sú najrozšírenejšie a sú typické pre vyvrelé horniny — granity, granodiority, syenity, granitové a syenitové pegmatity.

— prizmatické, typické pre metamorfované horniny — kryštalické bridlice a i.

V študovanom území sú najviac zastúpené prizmatické kryštáliky monazitov. Z ďalších prospekčne významných minerálov bol v šlichoch identifikovaný baryt, hematit, scheelit, titanohematit, pyrit, pyroluzit, turmalín a xenotím. Amfibol, anatas, apatit, apidot-zoizit, granát, ilmenit, leukoxén, magnetit, pyroxén, rutil, silimanit, titanit, turmalín a zirkón sú minerály, ktorých zdrojom sú horniny okolitého kryštalinika.

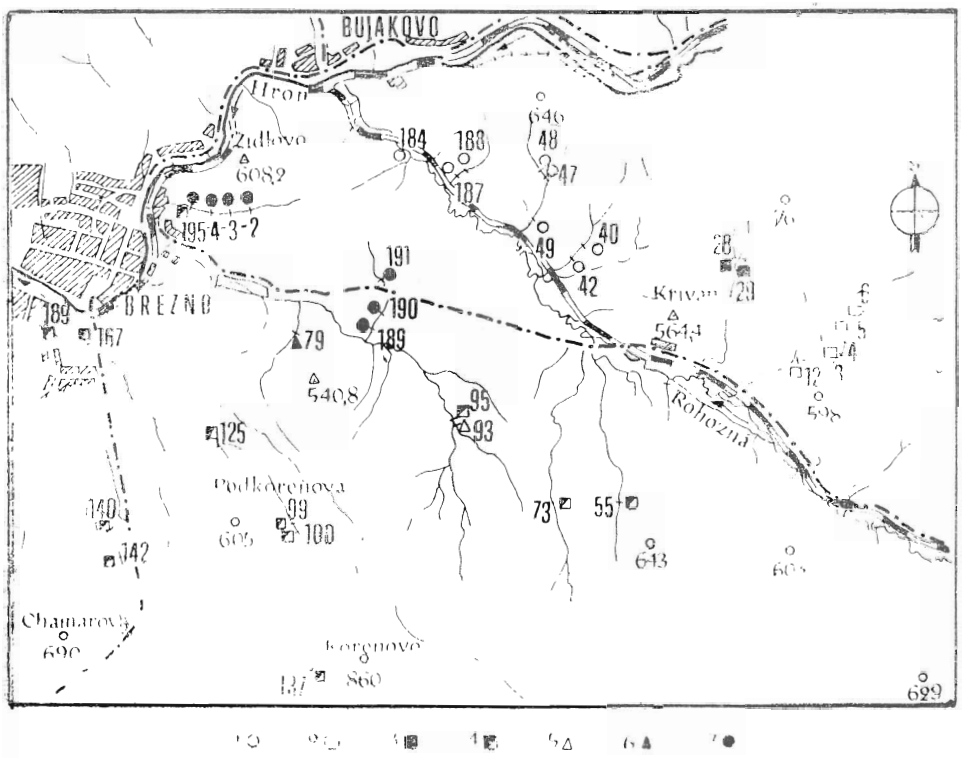
Tab. 6

Krokoit		I. I. Michejev (1975)	
1		2	
dm	I/I	d_{tab}	I_{tab}
4,90	4	4,94	2
4,37	6	4,356	3
		3,732	2
3,45	6	3,466	7
3,24	10	3,258	10
		3,146	3
2.99	9	3.008	8
2,69	2	2,698	3
		2,587	3
2,54	2	2,532	4
2,30	3	2,307	7
2,23	6	2,242	8
		2,161	2
2,07	4	2,081	6
2,03	2	2,040	4
		1,990	3
1,961	7	1,965	9
1,837	7	1,897	2
		1,946	9
1,737	1	1,732	3
1,686	6	1,689	8
		1,657	3
		1,639	3
		1,616	2
1,539	3	1,548	4
		1,449	3
		1,430	3
1,415	4	1,422	6
1,392	2	1,401	4
1,353	2	1,357	5
1,329	1	1,335	3
1,303	5	1,305	6
1,250	3	1,257	3

Analýzu vykonala E. Šamajová z GÚ UK Bratislava za týchto podmienok: prístroj Mikrometa — 2, Co antikatóda, Fe filter, 23 kV, 32 mA, priemer komôrky 57 mm.

Analýza výsledkov

Zo štúdia ťažkých minerálov vyplýva, že v terciérnych sedimentoch Breznianskej kotliny je pestrá minerálna asociácia. Z detailného štúdia šlichov a z mapy prospekčne významných minerálov (obr. 1) vidno, že obsah zlata a scheelitu v oblasti nie je vysoký. Ide o rozptýlené náleziská, v ktorých zlato a scheelit zastupujú 1—2 zlatinky a 1—3 zrná scheelitu. Iba v šlichu č. 49, ktorý je odobratý z oblasti, v ktorej vystupujú migmatity a súvislé pásmo kremitých pararúl, bol zistený najvyšší obsah zlata (13 zlatiniek vo veľkosti 0,2—1,0 mm). Zlato môže byť dvojakého pôvodu. Časť zlatiniek sa v súčasnom období transportuje z okolitých hornín (zlatinky zo šlichov č. 47, 48, 187 — obr. 2, 3, 4), ktoré sú menej poloopracované. To svedčí o krátkom transporte zlata a blízkosti primárneho zdroja. Druhá časť (dokonale opracované zlatinky zo šlichov č. 42, 49 — obr. 2, 3) je iste redeponovaná z terciérnych sedi-



Obr. 1. Mapa prospekčne významných minerálov (M = 1 : 50 000).
1 — zlato, 2 — krokoit, 3 — Pb—Cr—Bi minerál (?), 4 — Pd—Zn minerál (?), 5 — molybdenit, 6 — chalkopyrit, 7 monazit.
Fig. 1. Map of significant pros pective minerals (M — 1 : 50 000).
1 — gold, 2 — crocoite, 3 — Pb—Cr—Bi mineral (?), 4 — Pb-Zn mineral (?), 5 — molybdenite, 6 — chalcopyrite, 7 — monazite.

Z toho dôvodu mohla dvojnásobná prekoncentrácia zlata viesť k jeho miestnemu vyššiemu nahromadeniu — šlich č. 49. Otázka koncentrácie a množstva zlata v terciérnych sedimentoch bude závislá od jeho laterálneho i vertikálneho rozšírenia. Možno ju teoreticky podľa všeobecných zákonitostí iba predpokladať. Nie je vylúčené, že priebeh recentných tokov nemusí zodpovedať priebehu fosílnych znosových prúdov, a preto zlato v šlichoch odobratých z terciérnych sedimentov pieskovní nebolo identifikované. Uvedené šlichy boli pravdepodobne odobraté z „hluchých pásiem" terciérnych sedimentov, ktorých existenciu v študovanej oblasti nemožno úplne vylúčiť. Tento problém bude treba riešiť zo širšieho pohľadu, najmä s prihliadaním na tektoniku širšieho areálu, fosílne i recentné morfologické zmeny a inverziu reliéfu študovaného územia.

Pri objasňovaní zdroja mineralizácie, ktorý dodáva zlato a scheelit mechanickým aureolám rozptylu, sa možno opierať o a) minerálnu asociáciu v šlichoch, b) geologickú situáciu, c) údaje z literatúry.

Minerálna asociácia v šlichoch je zaujímavá tým, že spolu so zlatom a scheelitom je v nej zvýšený obsah turmalínu, monazitu, rutilu-nigrínu, magnezitu, zirkónu a apatitu. Geologická situácia v oblasti, kde je zvýšená koncentrácia zlata v šlichoch, sa

zatiaľ sledovala len orientačne a spracovali sme ju podľa údajov z literatúry. Prítomné sú tu metamorfity a migmality. Podľa poznatkov o geologickej situácii, minerálnych asociáciách v šlichoch a súčasného stavu vedomostí, ako aj na základe analógie vidieť, že bohatšie akumulácie zlata sú najmä v miestach, kde vystupujú migmatity. Tu sme v šlichu č. 184 našli najväčšiu zlatinku. Tvorí nedokonalý poloopracovaný kryštál veľkosti 0,5×1,0 mm (obr. 4). Tento predpoklad potvrdzujú aj ďalšie šlichy pozitívne na zlato (č. 187, 188, 40, 42) odobraté z miest s vyvinutými migmatitmi, v ktorých možno predpokladať primárny zdroj ich uvoľňovania. Ide pravdepodobne o epigenetickú mineralizáciu pneumatolyticko-hydrotermálneho genetického typu zlato-scheelitovej formácie. Tento typ mineralizácie na základe asociácií ťažkých minerálov a geologických pomerov vo veporidách uviedol ako najpravdepodobnejší P. Hvožďara (1967). Ďalší autori (F. N. Šachov 1965, V. J. Smirnov 1965 a i.) uviedli ďalšie genetické typy ložísk zlata a scheelitu. Vzťah mineralizácie ku geologickým pomerom nám tiež najlepšie súhlasí s predpokladaným typom pneumatolyticko-hydrotermálnej mineralizácie (výskyt v parametamorfovaných horninách bohatých na Ca).

Ďalej bol zistený anomálny obsah monazitu v šlichoch č. 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, v ktorých bol monazit zastúpený obsahom až do 27 %. Ide o oblasť v. od Brezna, medzi kótami 608,2 — Židlovo a kótou 540,8. Oblasť tvoria terciérne sedimenty (íl, piesok, konglomeráty molasovej fácie) oligocénneho — neogénneho veku (?) (M. Krivý 1966). Šlichy boli odobraté z potoka, ktorý narezáva výlučne tieto sedimentárne horniny. Táto skutočnosť vylučuje možnosť prínosu materiálu, konkrétne monazitu, v súčasnosti z primárnych zdrojov blízkeho kryštalinika. To potvrdzuje, že sa obsah monazitu viaže práve na tieto terciérne sedimenty. Okrem tejto oblasti bol zistený zvýšený obsah monazitu (1—5 %) v šlichu aj v ďalších dvoch oblastiach. Spolu s monazitom tu bol zistený aj nízky obsah zlata. Prvá oblasť je j. od Brezna v okolí kóty 554,2 a druhá v. od Brezna v s. a sv. prítokoch Rohoznej. V obidvoch prípadoch v území vystupujú sedimenty paleogénu a neogénu, ktoré možno považovať za zdroj zvýšeného obsahu monazitu. Nie je vylúčené, že na zvýšenom obsahu monazitu v prvej oblasti sa zúčastňuje prínos materiálu z blízkych hornín kryštalinika, ktorý tvoria diaftorizované migmatity, svory a fylonity, v druhej oblasti kremité a biotitické pararuly a migmatity. A. A. Kucharenko (1961) uvádza monazit z metamorfovaných hornín v paragenéze s rutilom, turmalínom, apatitom a inými minerálmi. V študovanej oblasti je monazit takej istej asociácie. Tento predpoklad potvrdzuje aj morfológia kryštálov monazitu v šlichoch, v ktorých sa vyskytovali prizmatické kryštály (obr. 5), ktoré A. A. Kucharenko (1961) pokladá za typické pre metamorfované horniny.

Významné sú tiež hydrotermálne epigenetické minerály. Zistili sme molybdenit, chalkopyrit, krokoit, pyromorfit (?), Pb-Cr-Bi minerál (?) a Pb-Zn minerály (?). Ich pôvod nie je doteraz jasný. Je pravdepodobné, že tieto minerály dokazujú existenciu zrudňovacích procesov v okolitých horninách kryštalinika.

Záver

Výsledky mineralogickej prospekcie Breznianskej kotliny majú mineralogický, petrograficko-petrogenetický a napokon ložiskovoprospekčný význam.

Medzi ťažkými minerálmi, ktoré sa dostali do alúvia v terciérnych sedimentoch študovaného územia z rozrušených okolitých hornín, možno vyčleniť asociáciu prospekčne významných minerálov. Sú to: zlato, scheelit, chalkopyrit, molybdenit, krokoit, pyromorfit (?), Pb-Cr-Bi minerál (?), a Pb-Zn minerály (?).

Na základe výsledkov mineralogickej prospekcie (šlichového výskumu) možno v Breznianskej kotline vymedziť dve výrazné oblasti s anomálnymi koncentráciami zlata a monazitu:

a) Sv. oblasť medzi kótami 608,2 — Židlovo a kótou 564,4 — Kriváň. Z juhu ju ohraničuje potok Rohozná. Je vymedzená šlichmi č. 47, 48, 49, 184, 187, 188, 40 a 42. Táto anomália sa vyznačuje vyšším obsahom zlata.

b) Oblasť v. od Brezna medzi kótami 608,2 — Židlovo a kótou 640,8. Je vymedzená šlichmi č. 189 až 195. V nej je hlavným minerálom monazit. Zlato je zastúpené relatívne chudobnejšie.

Podľa doteraz zistených faktov možno predpokladať, že ju tu prítomná epigenetická mineralizácia pneumatolyticko-hydrotermálneho genetického typu zlato-scheelitovej formácie. Predpokladáme, že sa mineralizácia viaže (podľa analógie) na kremenné žily vyvinuté v magmatitoch.

Časť zlata je redeponovaná z terciérnych sedimentov. Podľa získaných faktov sa ešte nedá s určitosťou tvrdiť, že zlato v hlbších polohách terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny môže tvoriť väčšie koncentrácie.

Anomálny obsah monazitu v šlichoch č. 189 až 195 (až do 27 %) sa viaže na terciérne sedimenty študovaného územia.

Doručené 29. 11. 1973
Odporučil J. Čillík

LITERATÚRA

Aľbov, M. N. 1960: Vtoričnaja zonaľnosť zolotorudnych mestoroždenij Urala. 1. vyp. Moskva, Nauka, 234 s.

Greguš, J. 1970: Výsledky šlichového výskumu v SZ časti veporíd. Manuskript — Geofond, Bratislava, 104 s.

Határ, J. 1970: Štúdium zlato-scheelitovej mineralizácie v SZ časti veporíd metódou šlichovej prospekcie. Manuskript — archív PF UK, Bratislava, 93 s.

Hvožďara, P. 1966: Nerastné suroviny na liste Brezno. Manuskript — Geofond, Bratislava, 43 s.

Hvožďara, P. 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporíd. Geol. prác, Spr. 41, s. 167—172.

Hvožďara, P. 1971: Indície vysokotermálnych Au-W mineralizácií v tatroveporídach. Mineralia slov., 3, s. 255—259.

Chovan, M. 1968: Minerály z rozsypov z oblasti masívu Hrončok (veporidy). Manuskript — archív PF UK, Bratislava, 59 s.

Chovan, M. 1970:Štúdium ťažkých minerálov z oblasti masívu Hrončok (veporidy). Manuskript — archív PF UK Bratislava, 85 s.

Krivý, M. 1966: Geologicko-tetonické pomery terciérnych sedimentov breznianskej panvy. Manuskript — Geofond Bratislava.

Kucharenko, A. A. 1961: Mineralogija rozsypej. 1. vyp. Moskva, Gosgeoltechizdat, 310 s.

Michejev, V. I. 1957: Röntgenometričeskij opredeliteľ mineralov. 1. vyp. Moskva, GNTIL, 867 s.

Slávik, J. 1965: Metodika a niektoré výsledky šliechovania na Vihorlate. Geol. průzk. (Praha), 7, s. 295—297.

Slávik, J. 1970: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. Mineralia slov., 2, s. 231—248.

Smirnov, V. J. 1965: Geologija poleznych izkopaemych. 1. vyp. Moskva, Nauka, 211 s.

Šachov, F. N. 1965: Geologija žilnych mestoroždenij. 1. vyp. Moskva, Nauka, 211 s.

Truškova, H. H. — Kucharenko, A. A. 1961: Atlas mineralov rozsypej. 1. vyp. Moskva, Gosgeoltechizdat, 435 s.

Heavy Minerals from Tertiary Sediments of the Breznianska kotlina (Brezno basin)

JÁN GREGUŠ

By a detailed heavy mineral sampling of Tertiary sediments of the Breznianska kotlina, an association of significant prospective minerals has been determined among the heavy minerals. They include the following: gold, sheelite, chalcopyrite, molybdenite, crocoite, pyromorphite (?), the Pb-Cr-Bi mineral (?) and Pb-Zn minerals indicate the existence of mineralization processes in the surrounding rocks of the crystalline complex. Two significant areas with anomalous contents of gold and monazite have been delimited. The first one is NE of Brezno. This anomaly is characterized by a higher content of gold and low contents of scheelite and monazite. According to the facts hitherto obtained, the presence of an epigenetic mineralization of the pneumatolytic-hydrothermal genetic type of the gold-scheelite formation may be presumed here. It is assumed (by analogy) that the mineralization is associated with quartz veins which are developed in migmatites. Part of the gold is redeposited from Tertiary sediments. The second area lies Eastly of Brezno. Monazite is the dominant mineral here. Anomalous monazite contents occur in Tertiary sediments. Apart from these two main anomalies, gold, scheelite, and monazite also occur at the other places in the Breznianska kotlina. The contents of the minerals stated in these dispersed occurences are low.

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 99—103

Poznámky k antimonitovému zrudneniu na Kremnickom Šturci

(4 obr. v texte)

MICHAL KORIM*

Mineralizačný proces na kremnických žilách je charakteristický diskontinuitou svojho vývoja v čase aj v priestore. Prebiehal vo viacerých prínosových periódach. Základnú schému vývoja zrudňovacieho procesu v kremnickom rudnom poli uvádza monografia M. Böhmera (1966). Autor rozlišuje staršie Au — Ag vývojové štádium a mladšie Sb (Hg) vývojové štádium endogénnej mineralizácie. Antimonitové žily boli mineralizované prínosovými periódami práve tohto mladšieho vývojového štádia.

Mladšie Sb (Hg) vývojové štádium sa uplatňuje v I. žilnom systéme najmä v mladších sperených žilách v nadloží a v podloží hlavnej rudolokalizujúcej štruktúry. Je charakterizované nižšou termálnou minerálnou asociáciou, prevažne kremeňo-uhličitanovou výplňou rudných žíl. Mineralizačný proces v rámci tohto vývojového štádia rozdelila intermineralizačná tektonika na viac prínosových períód, ktoré sú priestorovo úzko späté. V časovej následnosti sú to tieto po sebe idúce prínosové periódy:

kremeňo-uhličitanová prínosová perióda,
antimonitová prínosová perióda,
markazitová prínosová perióda.

Paragenetická charakteristika podložných antimonitových žíl

Vzhľadom na zameranie tohto príspevku venujeme sa len charakteristike podložných žíl, ktoré sa vyznačujú bilančným antimonitovým zrudnením. V praxi sa tieto žily v oblasti Šturca bežne označujú ako antimonitové žily.

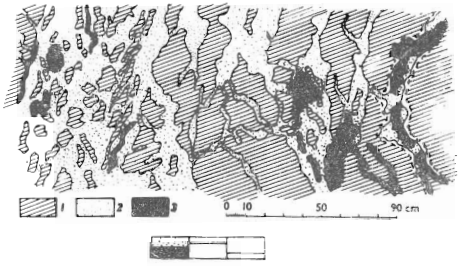
Hlavnú masu výplne žíl tvoria produkty kremeňo-uhličitanovej prínosovej periódy (obr. 1). Minerálna asociácia je pomerne chudobná. Prevahu majú uhličitany a jemnozrnný kremeň, prípadne chalcedón. Hojné sú ílové minerály. V nevýznamnom množstve vystupuje sericit, adulár a goetit. Z uhličitanov sú zastúpené dolomity a ankerity. Identifikovali sme ich na základe DTA, manometrických a chemických analýz. Vzhľadom na značný obsah FeO v dolomitoch v rozmedzí 5,15—8,62 % FeO a stály obsah MnO okolo 0,80 % MnO možno tieto dolomity zaradiť do skupiny železnatých dolomitov. Ankerity tejto prínosovej periódy sa makroskopicky ani mikroskopicky neodlišujú od železnatých dolomitov. Charakteristické rozdiely sa preukázali pri DTA a chemických analýzach. Charakteristické DTA krivky ankeritov tejto periódy sa vyznačujú tromi endotermnými reakciami. Prvá má vrchol pri 750—800 °C. Druhá endotermná reakcia vrcholí pri teplotách 785—815 °C a tretia endotermná reakcia má vrchol pri teplotách 880—900 °C. Chemizmus ankeritov je charakteristický zvýšeným obsahom FeO v rozmedzí 8,10—12,88 % FeO. Na ilustráciu uvedieme výsledok che-

* RNDr. M. Korim, Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Žižkova ul. 10, 800 00 Bratislava.

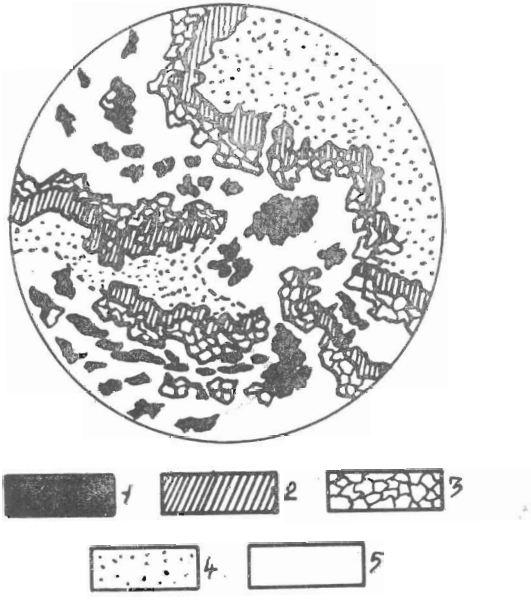
mickej analýzy aspoň jednej vzorky ankeritu: 28,02 % CaO, 11,75 % MgO, 12,88 % FeO, 1,58 % MnO, 2,43 % NZ a 42,78 % CO_2.

Z rudných minerálov je hojne prítomný pyrit. Na dokreslenie uvedieme výsledky dokimastických analýz na drahé kovy pyritu tejto prínosovej periódy. Tieto analýzy vykázali vzhľadom na nebilančný charakter žíl na drahé kovy ich značne vysoký obsah: 7,4 g/t Au a okolo 10 g/t Ag (R. Kúšik 1967).

Bilančnosť podložných antimonitových žíl je daná rozsiahlym zastúpením produktov mladšej antimonitovej prínosovej periódy. Mineralizácia tejto prínosovej periódy je spravidla priestorovo združená s mineralizáciou predchádzajúcej kremeňouhličitanovej prínosovej periódy, od ktorej je na rovnakých žilných štruktúrach oddelená výraznou intermineralizačnou tektonikou. Minerálna asociácia tejto prínosovej periódy je málo pestrá, tvorí ju tmavosivý až smolnočierny kremeň, vláknitý chalcedón a opál, ktorý sa vylúčil v jej závere. Rudnú mineralizáciu zastupuje antimonit, pyrit, markazit, arzenopyrit. Absolútnu prevahu v minerálnej asociácii má tmavosivý kremeň a antimonit. Podradnejšie je zastúpený pyrit a markazit. V sukcesii stojí z rudných minerálov pyrit a markazit vyššie ako antimonit, ktorý je relatívne najmladším rudným minerálom na podložných žilách. Arzenopyrit je zastúpený v úplne podradnom množstve (obr. 2).



Obr. 1. Makrotextúra kremeňo-uhličitanovej výplne antimonitových žíl
1 — sericitizovaný pyroxenický andezit II. andezitovej fázy, 2 — kremeňo-uhličitanová žilovina, 3 — antimonitová mineralizácia



Obr. 2. Kremeňo-uhličitanová žilovina s antimonitovou mineralizáciou, nákres z nábrusu
1 — antimonit, 2 — pyrit, 3 — markazit, 4 — uhličitan, 5 — tmavý kremeň;
sukcesia minerálnej asociácie: 4 — 5 — 2 — 3 — 1

Vzhľadom na to, že antimonit bol na týchto žilách jediným ekonomicky významným rudným minerálom, venujeme mu viac pozornosti.

Antimonit vystupuje na žilách výlučne v kryštalovaných formách ihličkových agregátov, prevažne radiálne lúčovitých. Časté sú zjavy metasomatického zatláčania staršej uhličitanovej mineralizácie po puklinách antimonitom. Mikrochemizmus vykazuje túto asociáciu prvkov — prímesí:

litofilné prvky: Si, Mg, Ca, Al, Ba, Sr;
hlavné až vedľajšie prvky: Sb, Fe;
vedľajšie až nepatrné prvky: Cu, Pb, Ag, As, Au, Zn;
stopové prvky: Hg, Tl, Cd, In, Mo, Ni, Cr, Ti, Sn, V, B.

Prítomnosť litofilných prvkov sa viaže na anizominerálne prímesi kremeňa, uhličitanov a kremičitanov. Prítomnosť Fe, As, Pb, Ag, Cu, Hg, Tl, Au, Zn, Cd, In, Mo, Sn sa spravidla pripisuje anizominerálnym prímesiam minerálov daných prvkov. Avšak aj napriek veľkému počtu prvkov — prímesí mnohé pozorovania pri veľkých zväčšeniach poukazujú na monominerálny charakter antimonitu. Podobne aj údaje z literatúry (N. N. Mozgova — A. S. Dudykina 1968) o výskume štruktúry antimonitu RTG metódou poukazujú na to, že ani vyšší obsah As, Pb alebo Zn neporušuje štruktúru antimonitu. Preto možno pokladať aspoň časť uvedených prvkov za izominerálnu, tým skôr, že v antimonitovej prínosovej perióde je známa veľmi chudobná asociácia rudných minerálov.

Z praktického hľadiska je zaujímavý pomerne stály a vysoký obsah Au v antimonite. Potvrdila ho aj dokimastická analýza pri technologických skúškach antimonitovej rudy na VŠT v Košiciach. Bol zistený obsah 0,47 g/t Au a 1,0 g/t Ag v antimonitovej rude, v koncentráte sa obsah zvýšil na 3,08 g/t Au a 61 g/t Ag (F. Špaldoň et al. 1968). Tu treba podotknúť, že kvantitatívna spektrochemická analýza čistého antimonitu zo štôlne Ferdinand vykázala až 44 g/t Au. Bežná mikroskopia ani pri veľkých zväčšeniach však výskyt uzavrenín elektra nepotvrdila. Na vyjasnenie tohto problému bude treba použiť dokonalejšie analytické metódy.

Je zaujímavé, že antimonit na všetkých subvulkanických ložiskách karpatského oblúku vystupuje v kryštalovanej forme ihličkových agregátov (Kremnica, Zlatá Baňa, Mátra, Baia Sprie atď.), ale na väčšine teletermálnych ložísk viazaných na staršie tektono-orogénne celky vystupuje prevažne v jemnozrnnej forme (napr. ložiská Malých Karpát, niektoré ložiská Nízkych Tatier atď.).

O tejto otázke je v literatúre len veľmi málo údajov, avšak na základe niektorých experimentálnych údajov, aj keď ich nemožno plne aplikovať na prírodné pomery, možno predpokladať, že hlavnú úlohu pri morfologickom formovaní habitu antimonitu zohráva popri koncentrácii roztoku predovšetkým teplota kryštalizácie (V. I. Popolitov — B. N. Litvin 1970). Rovnaký názor majú aj M. Ledererová a M. Pulchart (1959), ktorí ihličkový habitus antimonitu pokladajú za typický pre vyššie termálne subvulkanické ložiská antimonitu.

Pre antimonitové zrudnenie na týchto žilách je charakteristická značná nerovnomernosť zrudnenia. Vývoj antimonitovej mineralizácie prebiehal vo forme rudných stĺpov. Ich vznik možno vysvetliť najmä spolupôsobením štruktúrnych faktorov a topominerálneho vplyvu uhličitanov, spôsobujúcich koncentráciu CO_2 a jeho neutralizačného vplyvu na alkalické rudné roztoky. Vysoké akumulácie antimonitu pozorovať vždy v miestach mohutného vývoja uhličitanovej mineralizácie a výrazného zväčšenia mocnosti žíl. V miestach stenčovania žíl a vyznievania uhličitanovej mineralizácie sa aj intenzita antimonitového zrudnenia rýchlo znižuje. Priemerný obsah úžitkovej zložky (Sb) v preskúmaných častiach ložiska bol pri výpočte zásob stanovený na 3 % Sb v rude. Avšak pri neskoršej ťažbe sa priemerný obsah Sb v ťaženej rude pohyboval len na hranici hodnoty 1,5 % Sb, čo poukazuje na značnú variabilitu zrudnenia antimonitu na podložných antimonitových žilách.

Priestorovo združená s kremeňo-uhličitanovou antimonitovou mineralizáciou na podložných antimonitových žilách je aj markazitová prínosová perióda. Všade vystupuje ako mladšia, aj keď jej rozšírenie na týchto žilách nie je veľké. V dôsledku rýchlej oxidácie markazitu v oxidačnej zóne rudných žíl, ktorú sprevádza sulfátové štádium, je pôvodná prevažne uhličitanová žilovina intenzívne rozložená a spolu s jemnozrnným tmavosivým markazitom tvorí tmavú drobivú masu.

V súvislosti s charakterizovaním podložných antimonitových žíl treba spomenúť aj vystupovanie žíl s malou mocnosťou maximálne 12 cm, s kremeňo-polymetalickou mineralizáciou (obr. 3), ktoré sú s nimi priestorovo združené.

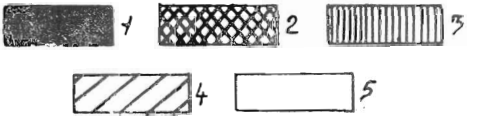
Žilnú výplň tvorí hrubozrnný kremeň s malým množstvom kalcitu, ktorý vypĺňa drúzové dutiny v centrálnej časti žíl. Rudnú mineralizáciu tvoria obecné sulfidy pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit (obr. 4).

V štôlni Ferdinand vystupujú tieto žily vo vzťahu ku kremeňo-uhličitanovým žilám s antimonitom ako staršie. Sú teda zjavne staršie ako mladé Sb (Hg) vývojové štádium endogénnej mineralizácie v kremnickom rudnom poli. Vzťah tohto typu zrudnenia k starším prínosovým periódam Au — Ag vývojového štádia nemožno priamo stanoviť, pretože žilky vystupujú vzhľadom na hlavné rudolokalizujúce štruktúry samostatne (na podriadených štruktúrach nižšieho radu). Nemožno však vylúčiť predpoklad, že tento typ zrudnenia, veľmi blízky štiavnickému typu, pre Kremnicu dovtedy neznámy, je starší ako zlato-strieborné zrudnenie v kremnickom rudnom poli. Táto problematika je v štádiu riešenia už aj v súvislosti s novším výskytom mocných kremeňo-uhličitanových žíl s polymetalickou mineralizáciou v s. časti rudného poľa vo vrte KR-3 pri Kremnických Baniach (M. Böhmer et al. 1971).

Vzhľadom na to, že časti podložných antimonitových žíl preskúmané banskými dielami sú priamo v oxidačnej zóne ložiska, je aj asociácia sekundárnych minerálov pestrá. Tvoria ju predovšetkým oxidy a sulfáty Fe a Sb-okre. Sú to: kermezit, Sb-okre, kalcit, sadrovec, melanterit, chalkantit, hexahydrit, epsomit, jarozit a limonit.

Obr. 3. Kremeňo-polymetalická žila s pyritom, sfaleritom, galenitom, chalkopyritom a tetraedritom. Štôlňa Ferdinand. Skutočná veľkosť. Foto Osvald.

Obr. 4. Kremeňo-polymetalická mineralizácia, nákres z nábrusu.
1 — chalkopyrit, 2 — galenit, 3 — tetraedrit, 4 — pyrit, 5 — kremeň;
sukcesia minerálnej asociácie: 5 — 4 — 2 — 1 — 3



Záver

Novšie výskumy antimonitového zrudnenia na Kremnickom Šturci, ktorých časť výsledkov zhŕňa náš príspevok, prehĺbili poznatky o endogénnej mineralizácii v centrálnej časti kremnického rudného poľa. Okrem iného zistili polymetalické zrudnenie, ktoré vystupuje na samostatných žilách v podloží hlavnej rudolokalizujúcej štruktúry.

Antimonitové žily v podloží Hlavnej žily, ako rudolokalizujúcej štruktúry I. žilného systému na Kremnickom Šturci, tvorili donedávna jedinú významnú ložiskovú akumuláciu antimonitu v stredoslovenských neovulkanitoch. Avšak vzhľadom na malú smernú dĺžku a malý hĺbkový dosah preskúmania žíl boli vypočítané zásoby malé a v súčasnosti je ložisko v hraniciach banských prieskumných diel prakticky vyťažené.

Treba podotknúť, že pri výpočte zásob svoju úlohu zohral aj názor riešiteľa úlohy (V. Reimont 1968), podľa ktorého antimonitové zrudnenie tvorí vertikálnu šošovku, ktorá smerne aj po úklone vykliňuje, pričom smerom do hĺbky antimonitové zrudnenie nahrádza markazitová mineralizácia. Toto tvrdenie nie je vzhľadom na hojný výskyt antimonitovej mineralizácie aj v hlbších zónach, ako aj v širšom okolí Šturca plne opodstatnené. Možno predpokladať vystupovanie antimonitovej mineralizácie v širšom okolí Šturca, predovšetkým na mladších sperených žilných štruktúrach.

Doručené 8. 7. 1974
Odporučil J. Burian

LITERATÚRA

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 11, s. 5—123.
Böhmer, M. — Štohl, J. 1971: Zakonomernosti razmeščenija i razvitija endogennogo orudenenija v neovulkanitoch centraľnoj Slovakiji. In: Geologija i geochimija rudnych mestoroždenij. Moskva, Izd. Mir. s. 136—146.
Böhmer, M. et al. 1971: Výskum metalogenézy Stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript — Geol. ústav PF UK, Bratislava. 190 s.
Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava, 252 s.
Korim, M. 1969: Štúdium ložiskových pomerov rudných žíl na Šturci v Kremnici. Manuskript — PF UK, Bratislava, 72 s.
Korim, M. 1973: Ložiskové pomery rudných žíl na Šturci v Kremnici. Manuskript — PF UK, Bratislava, 150 s. (+ 63 obr. príl.).
Kúšik, R. 1967: Kremnica Au-Ag, Sb. [Petrograficko-mineralogická správa.] Manuskript — Geofond, Bratislava, 46 s.
Kuthan, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34 XXXI Nitra. Geofond, Bratislava, 171 s.
Ledererová, M. — Pulchart, M. 1959. Příspěvek k morfologii syntetického antimonitu. Sbor. věd. prací Vys. šk. chem.-techn., Pardubice, s. 151—153.
Mozgova, N. N. — Dudykina, A. S. 1968: Nekotoryje typomorfnyje osobennosti antimonita. In: Tipomorfizm mineralov. Moskva, Izd. Nedra, s. 185—195.
Popolitov, V. I. — Litvin, B. N. 1970: O kristallizaciji antimonita (Sb_2S_3). In: Issledovanije processov kristallizaciji v gidrotermaľnych uslovijach. Moskva, Izd. Nauka, s. 69—74.
Reimont, V. 1969: Záverečná správa PP Sb Kremnica. Manuskript — Geofond, Bratislava, 48 s.
Šímová, M. 1970: Poznatky zo štúdia petrografických štruktúr neovulkanitov Západných Karpat. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 19, s. 13—24 (+ Tab. I—XC).
Špaldoň, F. et al. 1968: Výskum upraviteľnosti antimonitovej rudy z ložiska Kremnica. Manuskript — VŠT, Košice, 51 s.

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 105—112

Výskyt pyrofylitu v hydrotermálne premenených neovulkanitoch Javoria (Stredné Slovensko)

(6 obr. a 1 tab. v texte)

ANTON MIHÁLIK* — VLASTIMIL KONEČNÝ** — JÁN VALACH***

Pyrophyllite des roches néovolcaniques métamorphisées ä l'état hydrotermal prélevées dans la montagne Javorine.

L'auteur présente l'édification géologique de la montagne néovolcanique Javorie et l'identification minéralogique de la pyrophylite.

Neovulkanické pohorie Javorie má komplikovanú geologickú stavbu. Jeho okrajové časti (periférna zóna) sú tvorené hlavne vulkanoklastickými horninami s prevahou transportovaného materiálu (vulkanomiktné konglomeráty, piesčité tufy a tufity, lahárové brekcie a i.) a na juh plynule prechodia do rozsiahleho plató Krupinskej vrchoviny. Smerom k centrálnej časti vulkanického komplexu (prechodná zóna) sa v jeho stavbe začínajú výraznejšie uplatňovať aj lávové efúzie, takže sa striedajú s vulkanoklastickými horninami rozličných typov.

Centrálna zóna s priebehom SV—JZ predstavuje v dnešnom reliéfe časť kotlovitej depresie v oblasti Kalinka — Stožok — Rohy a budujú ju prevažne efuzíva s podradným zastúpením vulkanoklastík. Tie preráža pestro diferencovaný rad malých intrúzií a do rozličných stupňov ich hydrotermálne premieňa.

Vývoj a stavba vulkanického aparátu sa skúma. Najobjektívnejšiu predstavu o sukcesii vulkanických produktov poskytujú doterajšie vrty doplnené štúdiom povrchových odkryvov. Podľa výsledkov štruktúrneho vrtu GK—7 pri obci Stará Huta, lokalizovaného v prechodnej zóne, je takáto sukcesia neovulkanitov (V. Konečný, A. Mihálik ová 1972):

a) Komplex lávových efúzií a vulkanoklastík pyroxenického andezitu s lávoklastickou brekciou amfibolicko-pyroxenického andezitu vo vrchnej časti.

b) Komplex lávových prúdov bazaltoidného andezitu z hyaloklastitových brekcií (vývoj v subakválnom prostredí).

c) Mocný komplex, v ktorom sa striedajú lávové prúdy a vulkanoklastíká pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu.

d) Poloha vulkanomiktných vulkanoklastík (s úlomkami pyroxenického, amfibolicko-biotitického a pyroxenického andezitu s biotitom).

e) Komplex lávových prúdov, lávoklastických brekcií a pyroklastík pyroxenického andezitu.

f) Komplex vulkanomiktných vulkanoklastík (pyroxenický andezit, biotiticko-pyroxenicko-amfibolický andezit, vo vrchnej časti tufy pyroxén-biotitického andezitu).

g) Komplex lávových prúdov a hyaloklastových brekcií bazaltoidného andezitu (vývoj v subakválnom prostredí).

* Ing. Anton Mihálik, CSc., Vysoká škola lesnícka a drevárska, 960 01 Zvolen.
** RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Geologický ústav D. Štúra, 809 40 Bratislava.
*** RNDr. Ján Valach, Geologický prieskum, geologická oblasť, 974 00 Banská Bystrica — Kyncelová.

h) Komplex lávových prúdov a vulkanoklastík amfibolicko-pyroxenického andezitu v nadloží hyaloklastitového komplexu a extrúzie amfibolicko-pyroxenického andezitu (v centrálnej zóne).

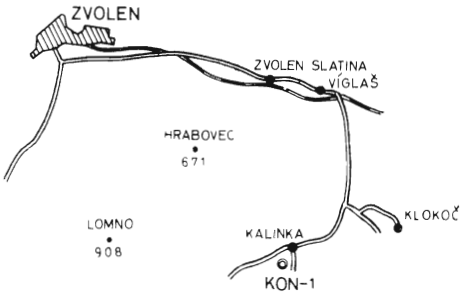
V niektorých miestach vo vrchných etážach vulkanitov (napr. pri Zaježovej) sa nachodia vitrofyrické biotitické andezity. Na styku prechodnej a centrálnej zóny, ale najmä v centrálnej zóne sú početné typy žilných a dajkovitých telies, ako napr. augititické hruboporfyrické andezity, amfibolicko-biotitické dacito-andezity až amfibolicko-biotitické dacity s hypersténom, augitické andezity s resorbovanými amfibolmi, podradne i ryodacitové žily. Časová pozícia intruzívneho komplexu, ktorý je sčasti obnažený, zvlášť pri obci Kalinka, ale dosiahli ho i vrty GK—7 (amfibolický dioritový porfýr), nie je doriešená. Intruzívne telesá pestrého petrografického zloženia (od gabrodioritových porfyritov, cez dioritové porfyrity až k acidným typom granitového chemizmu) pri obci Kalinka prerážajú propylitizovaný komplex pyroxenického andezitu a jeho pyroklastík (± amfibol), resp. amfibolicko-pyroxenického andezitu. V porovnaní s vrtom GK—7 ide o vulkanity najspodnejšej etáže Javoria. Intrúzia diorit-porfýru vo vrte GK—7 preniká medzi bázou vulkanického komplexu a predterciérnym podložím. Prerážajú ju dajky amfibolického andezitu, čo časove túto intrúziu zaraďuje za vznik nižších komplexov neovulkanitov Javoria, ale pred intruzívnu aktivitu amfibolického andezitu. Pokiaľ ide o intruzívne telesá, na základe výskumu v oblasti Kalinky sa za najstaršie považujú amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické dioritové porfýry a porfyrity, do ktorých lokálne prenikali bázickejšie telesá gabrodioritových porfyritov. Najmladšie sú granitoidné malé intrúzie, ktoré sa miestami (Banisko) nachodia aj v dioritových porfýroch. S granitoidnými intrúziami súviseli zrejme aj prejavy alkalickej metasomatózy, konštatované napr. vo vrte VH—V—6 (J. Valach 1966).

S dozvukmi vzniku malých intrúzií treba spájať i maximum hydrotermálnych premien, ktorých produktom sú polyzonálne profily propylitizovaných a silicifikovaných neovulkanitov: od chlorito-karbonátovej, resp. epidoto-chloritovej fácie cez fáciu seriticko-kremennú, fáciu argilitizovaných hydrokvarcitov rozličných typov až po fáciu mnohohydrokvarcitov.

Náleziská hydrotermálne premenených neovulkanitov sú blízko pri náleziskách malých intrúzií a viažu sa na výraznú tektonickú zónu sv.—v. smeru v úseku Kalinka — Stožok — Rohy, ktorá konvenuje s možnou polohou pohorelskej tektonickej línie v tejto oblasti, pričom v najexponovanejšom úseku pri Kalinke ju križujú priečne poruchové systémy (L. Zbořil — V. Konečný — M. Filo 1971).

Hydrotermálne premenené neovulkanity okrem toho, že sú spravidla významným indikátorom výskytu rudných koncentrácií i samy môžu byť významnou surovinou, a to najmä pokiaľ ide o hydrokvarcity.

I v opisovanom území je pozoruhodnejší výskyt alunitov, a to v argilitizovaných hydrokvarcitoch pri Stožku (J. Valach 1973). Niektoré náleziská argilitizovaných hydrokvarcitov sa využívajú na ťažbu stavebného piesku. V roku 1973 boli pri obci Kalinka vrtom KON—1 (obr. 1) navŕtané hydrokvarcity, ktoré tvorí zmes pyrofylitu, kaolinitu a kremeňa. V tomto príspevku podávame odrobnejšiu charakteristiku tohto výskytu.



Obr. 1. Orientačná mapa okolia so situáciou vrtu KON—1

Profil vrtu KON—1

0—1 m	hlina s úlomkami hydrokvarcitov a propylitizovaných andezitov
1—11,80 m	argilitizovaný hydrokvarcit belavošedej farby tvorený zmesou pyrofylitu, kaolinitu a kremeňa

11,80—22,50 m argilitizované hydrokvarcity, miestami s obsahom limonitu, s hniezdami a polohami pyrofylitu a kaolinitu

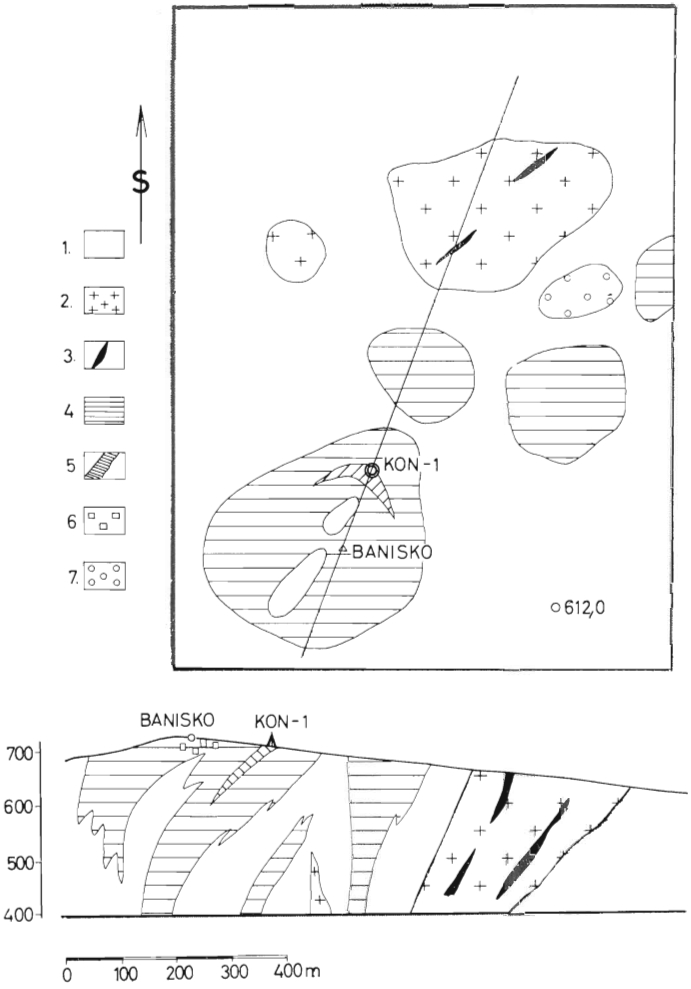
22,50—60,00 m silicifikované vulkanity s polohami monohydrokvarcitov

Ako vidieť, výskyt je lokalizovaný v pásme silicifikovaných vulkanitov spodnejších vulkanických etáží a hydrokvarcitov. Tie sú v blízkosti malých intrúzií a zrejme s nimi geneticky súvisia (obr. 2). Prehľad o chemizme hydrotermálne premenených vulkanitov je v tab. 1.

Pyrofylit vznikol v menej kyslých podmienkach s kaolinitom, sericitom, niekedy i s alumitom (vtedy sa nevylučuje aj event. prínos draslíka) približne podľa rovnice (M. A. Kaškaj 1971).

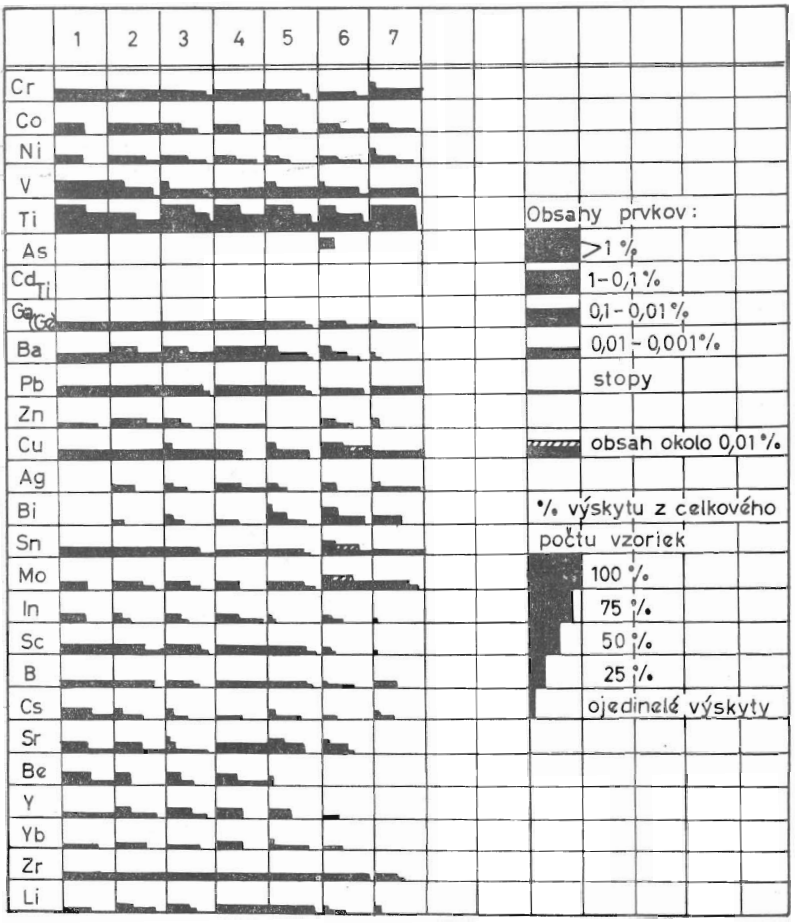
$$5\ \mathrm{Kal\ Si_3O_8} + 4\ \mathrm{H_2SO_4} \leftarrow \mathrm{KAl_3(SO_4)_2(OH)_6} + \mathrm{Al[Si_4]O_{10}\ [OH]_2} + 11\ \mathrm{SiO_2} + 2\ \mathrm{K_2SO_4}$$

Proces môže prebiehať i pri účinku iných sulfátov ako H_2SO_4. Podrobnejšie sa mineralogicky skúmala vzorka z vrtu KON—1 z hĺbky 7 m.



Obr. 2. Geologická mapa a prehľadný rez okolia výskytu pyrofylitu

Tab. 1.



Vzorkový materiál sme odoberali zo stredu vrtného jadra. Jednu časť sme zachátovali a bez ďalších úprav analyzovali. Druhú časť sme podrvili na veľkosť 2—8 mm a jemné frakcie sme uvoľňovali pomocou ultrazvuku (generátor VUMA 250, frekvencia 20 kHz, intenzita 3,5 W/cm^2) a pridaním hexametafosforečnanu sodného (20 ml 0,5 M roztoku na 50 g vzorky). Z takto získanej suspenzie sme pomocou prietokovej ultraodstredivky získali zrnitostné frakcie 5—2, < 2. 2—1 < 1 mikrometra (mikrónu).

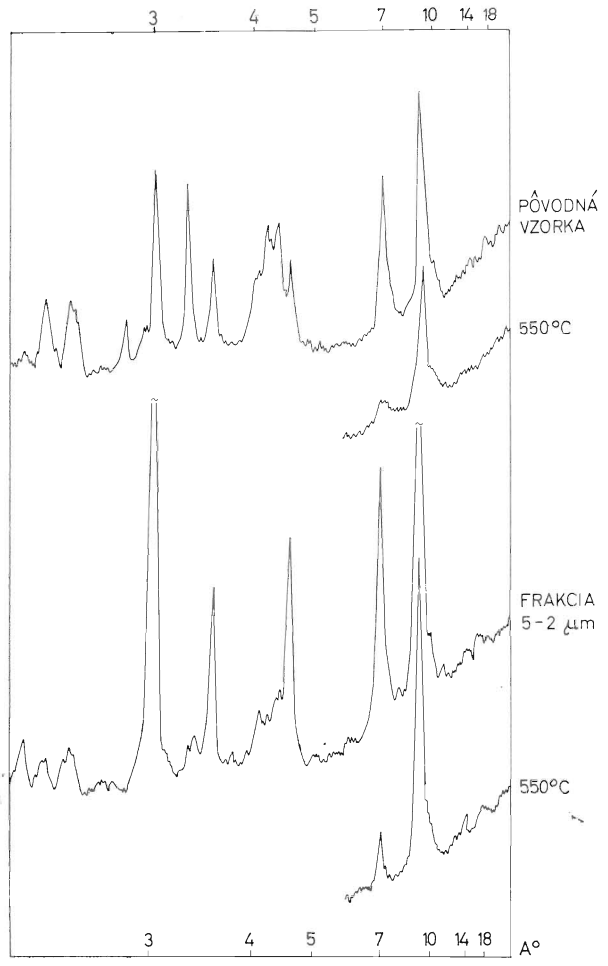
Na mineralogickú identifikáciu sme použili:

1. Röntgenovú analýzu — prístroj Mikrometa 2 s goniometrom a integrátorom za týchto podmienok: žiarenie $Cu_{K\alpha}$, Ni-filter, napätie 35 kV, prúd 16 mA. Základný záznam bol zhotovený v rozpätí 3—40° pre 2Q. Na identifikáciu kaolinitu sme v troch prípadoch analyzovali aj vzorku vyžíhanú na 550 °C.

2. Krivky DTA a TG, ktoré sme získali na prístroji Derivatograph MOM s automatickým záznamom a Pt—Pt + Rh termočlánkami. Ako vnútorný štandard sme použili Al_2O_3, gradient stúpania teploty bol 10 °C/min.

3. Chemický rozbor podľa bežných laboratórnych postupov pre silikátový materiál.

4. Stanovenie hodnoty pH potenciometricky, pomocou sklenej elektródy a porovnávacej kalomelovej elektródy. Váhový pomer vzorka : voda bol 1 : 2,5.



Podľa röntgenovej analýzy (obr. 3 a 4) majú dominantné postavenie v pôvodnej vzorke, ako aj v jednotlivých frakciách reflexov 9,0 Å, 4,59 Å a 3,03 Å, ktoré podľa tabuliek patria pyrofylitu, ktorého teoretický kryštalochemický vzorec je $Si_8Al_4(OH)_4O_{20}$.

Na prítomnosť kaolinitu poukazujú reflexy 7,12 a 3,55 Å, ktoré sa vo vyžíhaných variantoch takmer strácajú. Reflex 14,2 a aj zvýšková intenzita reflexu 7,12 Å vo vyžíhanom variante frakcie 2—5 mikrónov indikujú prítomnosť malého množstva chloritu. Kremeň s reflexmi 4,25 a 3,33 Å je prítomný v pôvodnej vzorke (asi 20 %) a vo frakcii 2—5 mikrónov (asi 5 %). Vo frakciách < 2 2—1 a < 1 mikrometra sme prítomnosť voľného kremeňa metódou röntgenovej difrakcie nezistili.

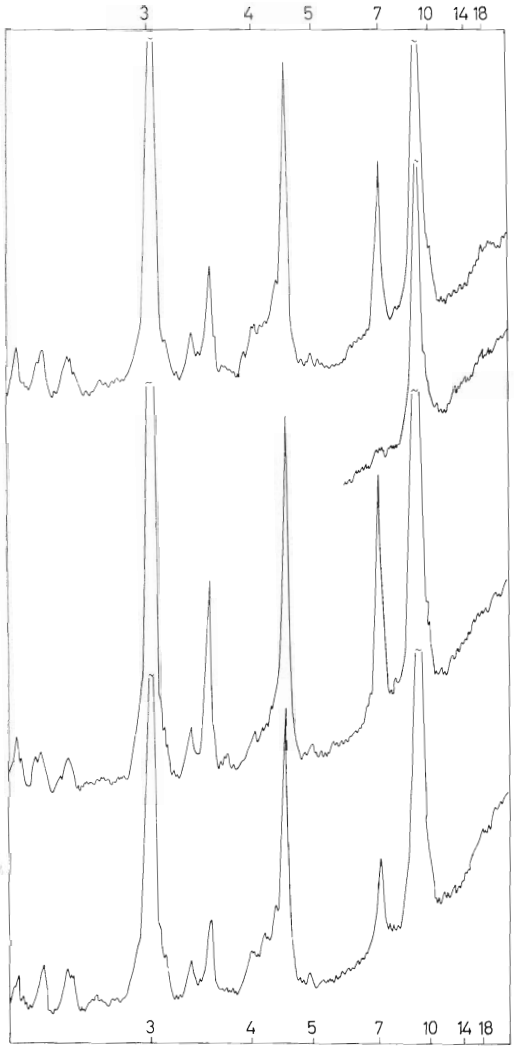
Aj keď prevaha pyrofylitu bola vo všetkých analyzovaných vzorkách evidentná, jeho pomer k prítomnému kaolinitu sa menil. Túto zmenu váhových pomerov možno pozorovať na zmene pomeru intenzity pyrofylitového reflexu d(001) — 4,5 Å a kalinitového reflexu d(002) — 7,12 Å meranej od pozadia po vrchol v mm.

Obr. 3. Výsledky röntgenovej analýzy (2 mm)

Vzorka	pôvodná	fr. 2—5	fr. < 2	fr. 2—1	Fr. < 1
Ip	34	85	115	131	105
Ik	55	90	60	90	33
Ip/Ik	0,6	0,9	1,9	1,5	3,2

Ip — výška pyrofylitového reflexu (4,59 Å)
Ik — výška kaolitového reflexu (7,12 Å)

Reflexy 9,0 Å, resp. 3,04 Å pyrofolitu sme pre ich vysokú intenzitu nemohli použiť. Aj keď si uvedomujeme úskalia pri kvantifikácii ílových minerálov, hodnoty pomerov intenzity umožňujú robiť závery o vzájomných reláciách týchto minerálov. Najväčšiu prevahu pyrofylitu nad kaolinitom možno konštatovať vo frakcii



Obr. 4. Výsledky röntgenovej analýzy (2 mm)

pod 1 mikrometer, najmenšiu v pôvodnej vzorke.

Krivdy DTA (obr. 5) vyhotovené z pôvodnej vzorky (označ. A) a frakcie pod 2 mm (označ. B) majú rozsiahlu endotermnú reakciu medzi 550 až 750 °C s maximom okolo 630—650 °C.

Strata hydroxylovej vody (medzi 350—900 °C) vypočítaná z kriviek TG (obr. 6) je pri pôvodnej vzorke 8,1 % (označená ako A), pri frakcii pod 2 mm 6,8 % (označená ako B).

Chemická analýza poskytla tieto výsledky: SiO — 54,82; Al_2O_3 — 30,33; CaO — 0,70; MgO — 0,10; K_2O — 0,52; Na_2O — 0,31.

pH pôvodnej vzorky ako aritmetický priemer 3 meraní dáva hodnotu 5,3.

Pri identifikácii pyrofylitu len na základe röntgenovej analýzy ľahko by mohlo dôjsť k zámene s mastencom, ktorého identifikačné reflexy sú takmer totožné, pokiaľ ide o hodnoty „*d*“, ako aj o ich intenzitu. Len reflex d(006) má pri pyrofylite hodnotu 3,04 Å a pri mastenci 3,12. Å. Tento rozdiel tvorí aj oporný bod identifikácie medzi nimi.

Pre DTA krivku pyrofylitu opisuje R. C. Mackenzie (1957) široký endotermný efekt medzi 650—850 °C s maximom okolo 750 °C, pre krivku mastenca endotermný efekt medzi 870—1050 °C. Podľa priebehu kriviek DTA (obr. 5) možno predpokladať prítomnosť pyrofylitu, aj keď prímes kaolinitu trochu posunula maximum endotermného efektu smerom k nižším teplotám.

Množstvo hydroxylovej vody vypočítané z kriviek TG sme chceli použiť pri frakcii pod 2 mm na kvantifikáciu. D. D. Evans et al. (1965) uvádzajú pri pyrofylite množstvo hydroxylovej vody 5,20 %, pri kaolinite 16,2 % (úbytok na váhe medzi 350—900 °C).

Na základe röntgenovej analýzy možno pokladať frakciu pod 2 µm za dvojzložkovú: obsahuje pyrofylit a kaolinit. Získaná hodnota hydroxylovej vody (6,8 %) a citované údaje umožňujú zostaviť vzorec na výpočet množstva kaolinitu na základe tejto úvahy: 100 % pyrofylitu obsahuje 5,2 % hydroxylovej vody

1 % 0,052 %
100 % kaolinitu 16,2 %
1 % 0,162 %

Prírastok hydroxylovej vody na 1 % kaolinitu sa zníži o množstvo vody prislúchajúce 1 % pyrofylitu, teda 0,162—0,052 = 0,11 %. Potom celkový prírastok hydroxylovej vody nad 5,2 podelený hodnotou 0,11 bude množstvo kaolinitu v %.

$$\% \ K = \frac{H - 5{,}2}{0{,}11} \quad \text{a pre pyrofylit} \ \% \ P = 100 - \left(\frac{H - 5{,}2}{0{,}11}\right)$$

kde H je hodnota hydroxylovej vody zistenej vo vzorke.

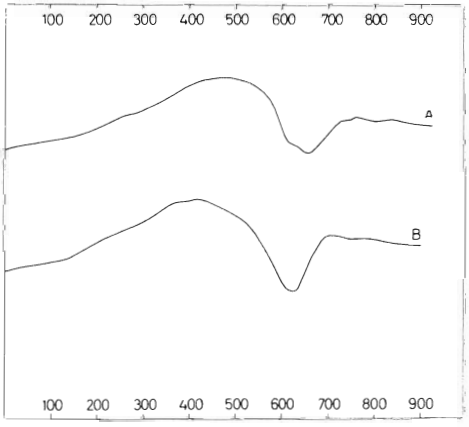
V našom prípade $\% \ K = \frac{6{,}8 - 5{,}2}{0{,}11} = 14{,}5 \ \%$.

Prípad možno riešiť aj sústavou dvoch rovníc s dvoma neznámymi:

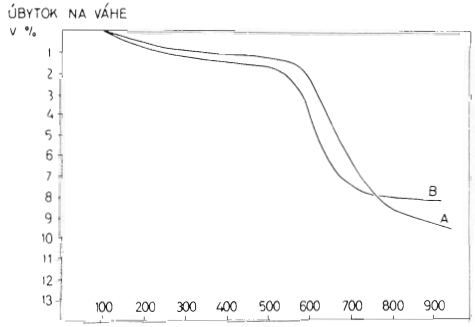
$aX_p + bX_k = QH_2O$
$X_p + X_k = 1$
$5{,}2X_k + 16{,}2X_p = 6{,}8$
$X_p = 1 - X_k$
$X_p = 0{,}855$
$X_k = 0{,}145$

a = hydroxylová voda pyrofylitu (5,2)
b = hydroxylová voda kaolinitu (16,2)
X_k = par. zlomok kaolinitu
X_p = parciál. zlomok pyrofylitu
Q = zistené množstvo hydroxylovej vody

Aj keď túto kvantifikáciu röntgenová analýza potvrdzuje, uvedomujeme si, že kvantifikácia má len orientačný charakter. V pôvodnej vzorke sme pre viackomponentný charakter vzorky, a teda aj ďalší zdroj chýb, výpočet neurobili.



Obr. 5. Krivky DTA



Obr. 6. Krivky TG

A. W. Deer, R. A. Howie, J. Zussman (1962) za diagnostický príznak pyrofylitu pokladajú aj hodnotu pH, ktorá sa podľa nich pohybuje okolo 6, zatiaľ čo pri mastenci okolo 9. Aj na základe tohto kritéria hodnota pH 5,3, ktorú sme zistili, poukazuje na prítomnosť pyrofylitu.

Z chemického hľadiska obsahuje pyrofylit menej ako 0,5 % MgO, mastenec okolo 30 %. Podľa chemického rozboru obsahuje pôvodná vzorka 0,1 % MgO, čo je ďalší dôkaz o prítomnosti pyrofylitu.

Aj keď prítomnosť pyrofylitu a jeho prevahu vo vzorkách potvrdili viaceré metódy, výpočet jeho kryštalochemického vzorca pre prítomnosť malého množstva kaolinitu urobiť nemožno. Niektoré technologické rozbory vzorky dokázali vysokú žiaruvzdor-

nosť materiálu. Tehličky s bielošedou výpaľovou farbou neslinú ani pri teplote 1500 °C.

Opísaný výskyt môže mať aj veľký praktický význam, pretože pyrofylit sa dá využiť najmä ako plnidlo v papierenskom, gumárskom, elektrotechnickom a keramickom priemysle a v rade ďalších odvetví. Uvedené poznatky ďalej rozširujú škálu známych hydrotermálne premenených neovulkanitov z centrálnych častí pohoria Javorie, čo znovu dokazuje veľkú perspektívnosť tejto oblasti.

LITERATÚRA

Brown, G. et al. 1961: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London.

Deer, A. W. — Howie, R. A. — Zussman, J., 1962: Rock-forming Minerals. London.

Evans, D. D., et al. 1965: Methods of Soil analysis. Madison, Wisconsin.

Kaškaj, M. A., 1970: O klasifikácii i genezise alutinovych mestorožděnij. Problemy metasomatizma. Moskva, s. 89—98.

Konečný, V. — Mihálik ová, A. 1972: Vyhodnotenie vrtu GK—7. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.

Mackenzie, R. C. et al. 1957: The Differential Thermal Investigation of Clays. London.

Valach, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch oblasti Vígľašská Huta — Kalinka. Geol. práce, Správy 38, s. 5—30.

Valach, J. 1973: Prognózne možnosti výskytu alunitov v stredoslovenských neovulkanitoch. Geol. průzkum X, č. 6 (Praha), s. 167—170.

Zbořil, L. — Konečný, V. — Filo, M. 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. Geol. práce, Správy 57 (Bratislava).

Occurence of pyrophyllite in hydrothermally altered neovolcanics of the Javoriie Mts. (central Slovakia)

ANTON MIHÁLIK — VLASTIMIL KONEČNÝ — JÁN VALACH

The Javorie Mts. are formed by Neogene volcanics of various types, predominantly by andesites and their volcanoclastic rocks. In the central zone of the volcanic complex the deepest parts of volcanics are to a various degree propylitized and silicified, small intrusive bodies of variable shape and petrographic composition are found in them: from gabbrodiorite — porphyrites, through diorite porphyries, sometimes with quartz, to rocks of granitic chemical composition. Obviously with their emplacement also various hydrothermal alterations are genetically connected. In secondary quartzites already previously alunite was identified from practically interesting minerals. In this article we describe the occurrence of pyrophylite, which together with kaolinite and quartz is found in a 12 m thick zone in hydroquartzites. Its mineralogical identification is presented and in the conclusions the possible practical importance of the occurrence is pointed out.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Matula: **Základné črty inžinierskogeologických problémov Havajských ostrovov** (Bratislava 24. 4. 1974)

Celé Havajské ostrovy nie sú iba jedinečným a obrovským laboratóriom na štúdium geologického aktualizmu, ale možno na nich študovať aj celkom svojrázne inžinierskogeologické a hydrogeologické problémy. Máločo sa v tomto smere podobá našim pomerom:

Horninové komplexy sú z petrografickej stránky veľmi monotónne (masy čadičových láv a tufov, vložky litorálnych klastických sedimentov a rífových vápencov, recentné alúviá a delúviálne pokryvky), zato však svojím fyzikálnym stavom predstavujú vysoko heterogénne základové pôdy. Popri veľkej faciálnej premenlivosti má na tom hlavnú zásluhu intenzívne a nerovnomerné zvetrávanie lateritického typu.

Málo problémov sa vyskytuje pri zakladaní v tufoch, ale značne zvýšené náklady na výlomové práce zmenšujú ináč veľmi dobré fyzikálne vlastnosti čadičov. Pri výstavbe na málo spevnených sedimentoch pobrežia i pri zakladaní náročnejších ťažkých stavieb na silne zvetraných tufoch sa aplikuje vo veľkom rozsahu pilotáž. Stavebníctvo tu má bohaté zdroje stavebného kameňa.

Veľmi originálny obraz poskytujú hydrogeologické pomery, pripomínajúce špongiu plávajúcu v mori a obsahujúcu šošovku obyčajnej (sladkej) podzemnej vody z atmosferických zrážok. Zrážky sú veľmi bohaté, hustý vegetačný kryt a vysoká priepustnosť hornín umožňujú dobrú infiltráciu. Silne pórovité vulkanity sú zas veľmi priaznivými kolektormi podzemnej vody. Hlavným problémom je tu možnosť narušenia labilnej rovnováhy frontu slanej (morskej) a obyčajnej vody; havajskí hydrogeológovia, poučení škodami z minulosti, sa však naučili, ako tento problém úspešne zvládnuť.

Z geodynamických procesov má prevládajúci vplyv rýchla a hlboká erózia, stimulovaná výdatnými krátkodobými zrážkami a hlbokým chemickým zvetrávaním hornín. Ostrovy sú oblasťou životných tektonických a gravitačných pohybov, najmä vďaka intenzívnej vulkanickej činnosti a premiestňovaniu mohutných horninových hmôt. Pre súčasný vulkanizmus nie je charakteristická explozívnosť, čo sa odráža tiež v nižšej seizmickej intenzite. Zemetrasenia sú tu bežným javom, ale ľudia sa naučili koexistovať aj s takými živlami, ako sú vulkány a otrasy zemskej kôry.

Značné problémy má urbanizmus a stavebníctvo so zosuvmi, ktorých hlavným stimulátorom popri vulkanicko-tektonických procesoch je najmä prenikavá erózia a abrázia.

Exkurzia navštívila rad lokalít, ktoré zaujímavé aspekty uvedených inžinierskogeologických a hydrogeologických pomerov dokumentovali najlepšie.

Igor Mucha: **Niektoré otázky hydrogeologického prieskumu na inžinierske ciele** (Bratislava 14. 3. 1974)

Pri prúdení podzemnej vody v zvodnenej vrstve a pri jej prieskume čerpacími skúškami platia základné zákonitosti teórie poľa a potenciálov. Pri hydrogeologickom prieskume vystupuje do popredia najmä zákon superpozície, princíp proporcionálnosti, princíp rovnakých odporov pri obrátení smeru prúdenia zámenou potenciálov, princíp rovnakého vplyvu medzi žriedlom alebo ústím a ním vyvolanými rozdielovými ekvipotenciálmi (princíp rovnakého zníženia, ktorý zaviedol autor), teoréma

maximálneho a minimálneho potenciálu, teoréma Gausa o priemernom potenciáli a pod.

Čerpacia skúška skúmajúca vlastnosti zvodnenej vrstvy odráža svojím priebehom základné parametre zvodnenej vrstvy a podmienky jej zvodnenia. Podľa priebehu čerpacej skúšky okrem určenia jej základných hydraulických parametrov (koeficient filtrácie, koeficient prietočnosti, koeficient storativity, koeficient fitračnej anizotropie) možno identifikovať a v zvodnenom priestore vrstvy určiť typ a kvantitatívne vlastnosti podmienok zvodnenia. Ide najmä o priepustné, nepriepustné a polopriepustné ohraničenie zo strán, zvrchu a zospodu. Okrem toho možno určiť vplyv zabudovania vrtu na priebeh čerpacej skúšky, hrúbku vrstvy pri čerpaní na neúplných vrtoch, filtračnú anizotropiu, hladinový skok na plášti vrtu, vplyv voľnej hladiny a pod.

Aby sa čerpacia skúška mohla takto zhodnotiť a aby sa všetky uvedené zákonitosti dali využiť aj pri inžinierskohydrogeologických výpočtoch, treba čerpaciu skúšku správne navrhnúť, vykonať a zhodnotiť. Ide najmä o správny návrh čerpaného množstva, polomeru vrtu, vzdialenosti a počtu pozorovacích priezometrov, uloženie filtračných častí vrtu a piezometrov, určenie času čerpania na výpočet okrajových podmienok, určenie priebehu čerpacej skúšky a pod. Čerpacie skúšky treba prispôsobiť rozličným typom zvodnených vrstiev.

V neposlednom rade je dôležité dokumentovať čerpaciu skúšku tak, aby sa z nej dalo pri riešení inžinierskych úloh využiť čo najviac. Na odvodňovanie stavebnej jamy treba napríklad graficky dokumentovať priebeh čerpacej skúšky ako zníženie oproti vzdialenosti v semilogaritmickej mierke. Na iné ciele sú vhodné iné spôsoby dokumentácie.

Zásady hydrogeologického prieskumu na inžinierske ciele prednášateľ vysvetlil a dokumentoval diapozitívmi.

Arnold Nemčok: **Geologickotektonické štruktúry priaznivé pre vznik a vývoj svahových pohybov** (Bratislava 16. 5. 1974)

Rozsiahle svahové deformácie vo svetových pohoriach sa viažu na geologickotektonické stavby, ktoré sa vyznačujú špecifickými črtami. Najviac svahových deformácií vzniklo na geologickotektonickej stavbe budujúcej svahy pohorí, ktorá sa skladá z dvoch odlišných komplexov. Tieto komplexy majú smerom do nadložia vyššie pevnostné charakteristiky, smerom do podložia nižšie pevnostné charakteristiky. Komplexy s vyššími pevnostnými charakteristikami sú neplastické, objemovo stále, majú veľkú šmykovú pevnosť, sú odolné voči zvetrávaniu, sú schopné udržiavať v prírodnom prostredí strmé sklony svahu a pre vodu sú vo väčšine prípadov priepustné. Komplexy s nižšími pevnostnými charakteristikami sú mäkké, plastické, objemovo nestále, stlačiteľné, majú nízku šmykovú pevnosť, sú málo odolné voči zvetrávaniu, schopné udržiavať len plytšie sklony svahu a pre vodu sú málo priepustné alebo nepriepustné. Najjednoduchším príkladom takejto stavby sú v uvedenom slede uložené komplexy hornín s extrémnymi rozdielmi v pevnostných charakteristikách, ako sú napríklad tvrdé komplexy vápencov, dolomitov, pieskov, zlepencov, čadičov a ich aglomerátov uložených na mäkkých ílovito-prachovito-piesčitých, tufových a tufitických komplexoch. Za spolupôsobenia rozličných faktorov prebieha deštrukcia takejto stavby prevažne svahovými pohybmi.

Ďalším typom geologickotektonickej stavby priaznivej pre rozvoj svahových pohybov je prípad, pri ktorom sa v horninových komplexoch mnohonásobne striedajú vrstvy a polohy hornín s vyššími aj nižšími pevnostnými charakteristikami. Typickým predstaviteľom takejto stavby sú prieskovcovo-bridličnaté, flyšové a flyšoidné súvrstia a ich regionálne metamorfované ekvivalenty.

Tretím typom takejto stavby sú úseky geologickotektonických štruktúr silne porušených staršou i mladou zlomovou tektonikou. Svahové pohyby sa rozvíjajú na tektonických poruchách, zlomoch, puklinách, mylonitových zónach a poruchách rozličného druhu. Rozrušovanie komplexov pokračuje formami gravitačného rozvoľňovania

a rozpadu a je veľmi rozšírené v granitoidných a metamorfovaných kryštalinických horninách slovenských Karpát.

Uvedené tri typy geologickotektonickej stavby priaznivej pre rozvoj svahových pohybov sú základnými podmienkami vzniku a vývoja svahových pohybov. Svahové deformácie sa koncentrovali predovšetkým v nich. To však neznamená, že faktory svahových pohybov nemôžu spôsobiť ojedinelý svahový pohyb, napr. v rovnorodých alebo v tektonicky neporušených komplexoch.

Arnold Nemčok: **Klasifikácia svahových pohybov**

Na základe svetovej literatúry a skúseností z registrácie svahových deformácií v ČSSR delíme gravitačné svahové pohyby na štyri základné skupiny: plazenie, zosúvanie, tečenie a rútenie.

Plazenie. Rozoznávame podpovrchové a povrchové plazenie s výslednými svahovými deformáciami: rozvoľnenie horninových masívov, gravitačné vrásy, gravitačné ohnutia, blokové rozsadliny, blokové polia, dolinné antiklinály. Povrchové deformácie sú: kamenné ľadovce, kamenné a sutinové splazy, hákovanie vrstiev a zemné splazy. Príklady týchto svahových porúch sú najmä vo vysokých pohoriach v oblastiach granitoidov, metamorfitov, mezozoických sérií, vo flyšových hornatinách a vrchovinách a na okrajoch vulkanitov.

Zosúvanie. Rozoznávame planárne a rotačné zosúvanie s výslednými svahovými deformáciami rotačných, planárnych, laterálnych (translačných) a kombinovaných rotačno-planárnych zosunov. Podľa plošných rozmerov rozoznávame frontálne, prúdové a reálne zosuny. Frontálne zosuny sú rozložené pozdĺž pobreží riek, prúdové vo svahových depresiách, areálne zaberajú rovné plochy svahov.

Tečenie. Rozoznávame unášanie kamenných úlomkov a blokov a unášanie zemných más prívalovými vodami počas extrémnych zrážok. Výsledné svahové deformácie sú kamenisté a sutinové prúdy (mury) a zemné prúdy. Kamenisté a sutinové prúdy sú typické pre vysoké pohoria, zemné prúdy pre flyšové oblasti a okraje neovulkanitov.

Rútenie. K tomuto druhu pohybu zaraďujeme opadávanie skalných a zemných fragmentov, odvalové a planárne rútenie väčších horninových celkov. Výsledné deformácie sú: osypy, odvalové a planárne zrútenia a zlomiská.

Arnold Nemčok: **Svahové pohyby vo vysokých pohoriach slovenských Karpát**

Podpovrchové plazivé deformácie v granitových oblastiach majú formu vejárovite alebo nepravidelne usporiadaných blokov. Príklady takýchto deformácií sú najlepšie opísané z horského masívu poľskej a liptovskej Tomanovej, Chabenca a Smreka. Podpovrchové plazivé deformácie sa zachovali v rozličných štádiách vývoja. Na hlavnom hrebeni Západných Tatier sa zachovali zvyšky takýchto deformácií. Väčšia časť sa zrútila. Pre granitové oblasti z povrchových plazivých deformácií sú ďalej typické fosílne kamenné ľadovce. Príklady 1000—1900 m dlhých kamenných ľadovcov sú v závere Roháčskej doliny, Smutnej doliny a v ľadovcových kotloch Pod Derešmi a pod Chopkom.

Podpovrchové plazivé deformácie v rulových a svorových oblastiach majú formu gravitačných vrás a gravitačných ohnutí. Najlepšie sa tieto deformácie zachovali v pásme metamorfitov v masíve Ráztoky, Smrek a Grešová.

Podpovrchové plazivé deformácie v oblasti mezozoických sérií majú formy sústavy blokov uložených na mäkších bridličnatých útvaroch. Takým spôsobom sú porušené príkrovové trosky chočského príkrovu a vápencovo-dolomitické masy krížňanského príkrovu a obalových sérií ležiace na bridličnatých komplexoch werfénskych vrstiev, karpatského keupru a slienistých bridličnatých vápencov neokómu. Z povrchových plazivých deformácií v oblasti mezozoických sérií a rulových komplexov sú známe

pomalé pohyby skalných sutín pod skalnými stenami. Tieto oblasti sú tiež porušené početnými skalnými zrúteniami, z ktorých je najväčšie skalné zrútenie Chleba. Ďalej sú svahy vysokých pohorí porušené tečením s výslednými formami kamenných a sutinových prúdov. Najväčšie množstvo kamenistých prúdov sa vyvinulo na svahoch východnej časti Vysokých Tatier, najmä v Bielovodskej doline, na svahoch Slavkovského a Lomnického štítu.

Dušan Hovorka: **Niektoré petrogenetické problémy západokarpatských bazitov** (Bratislava 28. III. 1974)

1. *Amfibolity v zónach migmatitizácie*

Pri štúdiu zmien minerálneho a chemického zloženia amfibolitov z rozličných pohorí Západných Karpát v zónach regionálnej migmatitizácie sme použili len typy hornín nepostihnuté alpínskou rekryštalizáciou, resp. hydrotermálnou alteráciou. Výsledky možno zhrnúť takto:

Amfibolity tatroveporidného kryštalinika v zónach ultrametamorfózy (= regionálnej migmatizácie) postihla najprv metasomatická biotitizácia obyčajného amfibolu. Neskôr metasomaticky vznikli aj kyslé plagioklasy a ich vznik miestami sprevádzal aj mechanický prenik plagioklasového a plagioklas-kremenného mobilizátu. Ten vznikol najmä zo základného typu hornín daného komplexu — z biotitických plagioklasových pararúl (metagrauwackov — D. Hovorka 1974). Migmatitizácia amfibolitov je zložitý proces reprezentovaný alkalickou metasomatózou i anatexiou daného sedimentárne-vulkanického komplexu. Pri magmatitizácii amfibolitov sa v nich zvýšila hladina granitofilných prvkov (K, Na, Si, Zr, Sr, Ba) a súčasne znížila hladina granitofóbnych prvkov (Fe, Mg, Ca, Cr, V, Co). Časť prvkov uvedených v procesoch si v podstate zachovala rovnakú hladinu obsahu (Al, Ti, Ga, P). Kombináciou metasomatických a anatektických procesov vznikli rozličné typy biotitických amfibolitov i migmatitických amfibolitov (olfalmitické, stromatitické i nebulitické typy). Produktom extrémneho uplatnenia sa týchto procesov sú až horniny „ortorulového" typu. Spravidla ešte obsahujú zvyšky minerálnej asociácie pôvodných amfibolitov.

2. *Zlato v ultrabázických horninách Západných Karpát*

Je už všeobecne známe, že najvyššia koncentrácia zlata je v ultrabázických horninách, resp. v horninách „upper mantle", zatiaľ čo koncentrácie ložiskových rozmerov sa viažu na kyslé plutonity, resp. intermediárne vulkanity.

V ostatných rokoch sa v oblasti Západných Karpát Slovenska preskúmali primárne i sekundárne náleziská Au mineralizácie (Slávik, Hvoždara, Böhmer-Harman, Polák), no údaje o klarkových hodnotách Au v rozličných typoch hornín zatiaľ chýbajú.

V rámci prístrojových možností sme v danej etape výskumu stanovili obsah Au v 40 vzorkách ultrabázických hornín metódou atómovej absorpcie (analytik M. Jaroš). Výsledky možno zhrnúť takto:

Obsah Au v ultrabázických horninách Záp. Karpát je v rozmedzí $n.10^{-6}$, pričom ide o obsah pri dolnej hranici uvedeného rádu. Vcelku sa zistila tendencia, že obsah Au narastá od serpentinitov v triase Spišsko-gemerského rudohoria cez serpentinity v karbóne, kohútskom kryštaliniku po metaultrabazity v kraklovskom kryštaliniku veporíd. Absolútne najvyšší obsah bol stanovený v horninách reakčnej zóny (blackwal) serpentinitových telies v metamorfovaných komplexoch. Z toho vyplýva, že procesy regionálnej metamorfózy a s nimi spätá hydrotermálna aktivita spôsobili zmenu koncentrácie zlata pri súčasnom zvýšení jeho obsahu v ultrabázických horninách.

Jaroslav Štohl: **Metalogenéza železorudných formácií v Zambii** (Bratislava 13. II. 1974)

Geológia, ako aj praktické využitie železných rúd v Zambii sa donedávna zanedbá-

vali, čo logicky vyplývalo z hospodárskej situácie rozvojových krajín. Až za ostatné desaťročie sa urobilo niekoľko pokusov zhodnotiť železorudný potenciál krajiny, motivovaných hlavne záujmom vybudovať miestny železiarsky a oceliarsky priemysel.

Pracovný tím OSN v rokoch 1969—1974 vypracoval základné informácie o 117 lokalitách železných rúd, varírujúcich čo do veľkosti, kvality a genézy. Výsledkom výskumu bola súborná práca, ktorá dala základný obraz o veku, priestore a genéze železorudných formácií. Súčasne boli zhodnotené hrubé kvantitatívno-kvalitatívne parametre týchto formácií.

Priestor, čas a genéza železorudných formácií v Zambii súvisia s rozličným stupňom sedimentárneho, geomagmatického a deformačného vývoja lufilianskej geosynklinály (860—465 mil. r.). Túto geosynklinálu reprezentuje tzv. katanžský systém, ktorý tvoria dva oddiely: spodný roan a vrchné kundelungu. V celom vrstvovom slede katangiénu bolo definovaných aspoň 5 samostatných železorudných sedimentárnych formácií, z ktorých sú ekonomicky najvýznamnejšie tie, ktoré sa viažu na spodný roan a spodné kundelungu.

Celkove sa na študovanom území rozlíšili tieto genetické typy železorudných formácií:

1. Sedimentárne rudy typu „banded ore", a to:

a) Typ Algoma, ktorý je geneticky spätý so sumbarinno-exhalačnými prejavmi spilito-keratofýrového vulkanizmu. Ide o veľmi výraznú železorudnú formáciu, rozprestierajúcu sa na smernej dĺžke temer 100 km. Obsahuje najmä páskaté hematito-jaspisové rudy v j. (oxidická fácia) a v s. časti prevláda karbonatická fácia so sideritom, pyritom, kremeňom a v menšej miere pyroluzitom. Tieto ložiská vystupujú v typickom eugeosynklinálnom prostredí, reprezentovanom fáciou ílovitých bridlíc, drôb, vulkanomiktných klastických hornín a lávových prúdov. Rudy často nemajú typickú páskatú textúru. Bývajú postihnuté sklzovými deformáciami, najmä takými, pri ktorých vznikli brekcie.

b) Typ Lake Superior. Ten na rozdiel od typu Algoma nie je geneticky spätý so submarinným vulkanizmom. Pôvod železa sa vysvetľuje chemickou eróziou priľahlého kontinentu. Faciálne sa viaže striktne na litorálnu zónu. V Zambii sú s ním späté najväčšie koncentrácie železnej rudy. Reprezentuje ich pásmo dlhé asi 200 km, na ktorom je rad ložísk priemyselného významu. Mineralogicky obsahujú prevažne magnetit, martit a kremeň. Časť tejto železorudnej formácie je vyššie metamorfovaná, páskovanie zastrela rekryštalizácia. V tomto prípade ide o typické itabirity — železné svory obsahujúce spekularit, kremeň a menej muskovitu.

2. Ďalšiu veľkú skupinu ložísk tvoria remobilizované sedimentárne ložiská, pri ktorých sú pôvodne sedimentárne textúry úplne zastreté a často sú na ne naložené aj skarnové efekty. Má pôvod v predchádzajúcej skupine a býva často obohatená o Cu, Sn, W, Mo, zriedkavo aj o U.

3. Formácia železitých skarnov. Bolo preštudovaných 25 lokalít. Morfologicky sú nepravidelné. Táto formácia tvorí asi 250 km pásmo. Skarny sú späté s posttektonickými malými intrúziami typu diorit, granodiorit, monzonit, syenit a kremennými porfýrmi. Často ich sprevádzajú nízkotermálne sulfidy, ako pyrit, pyrhotín a chalkopyrit. Kontaktno-metamorfné horniny sú zastúpené rozličnými typmi rohovcov so skapolitom, granátom, pyroxénom, epidotom, amfibolom, biotitom a chloritom. Primárny minerál je magnetit, často ho sprevádza apatit a v jednom prípade aj rádioaktívny torit.

4. Žilné typy. Ide o najmladšiu formáciu, ktorá zrejme vznikla remobilizáciou sedimentárnych ložísk. Nie sú veľmi rozšírené, sú zvyčajne malé, a teda z hospodárskeho hľadiska zanedbateľné. Ich minerálna výplň je podobná ako pri sedimentárnych rudách.

Zdeněk Kukal: **Sedimenty podmořských příkopů**

Podmořské příkopy jsou význačným tvarem mořského dna. Téměř vždy přiléhají k pevnině, a to k tzv. ostrovním obloukům. Pouze tři příkopy vztah k pevnině nemají, a to příkop Romanšský v Atlantiku a příkop Vema a Diamantina v Indickém oceánu. V Pacifiku lemují podmořské příkopy velkou část oceánu, zatímco v Indickém a Atlantickém oceánu jsou vzácné. V Severním ledovém oceánu se nevyskytují vůbec.

V příčném profilu jsou téměř všechny příkopy asymetrické. Pevninská strana je strmější než strana oceánská. Sklon připevninské strany je mezi 4 a 8°, nejstrmější je stěna Tonžského příkopu, která dosahuje úklonu až 45°. Oceánská strana příkopů má sklon jen mezi 1 a 5°. Na mnoha stěnách je možno pozorovat systémy teras. Při stanovení přesné hloubky příkopů se naráží na řadu potíží, a proto je hloubka mnoha příkopů dosud známa značně nepřesně.

I když příkopy mají v průřezu tvar asymetrického V, přece je jejich dno ploché. Dna příkopů jsou vlastně malými hlubokomořskými rovinami (abysálními plošinami). Seizmickými metodami byla stanovována mocnost sedimentů v příkopech. Ta dosahuje obvykle několika kilometrů, v případě Tonžského příkopu byla zjištěna dokonce osmikilometrová mocnost. Seizmické profily ukazují, že sedimenty jsou pravidelně horizontálně uloženy.

Sedimenty podmořských příkopů byly studovány pomocí krátkých jádrovnic, povrchového odběru vzorků i přímo z batyskafů. Bylo především pokázáno, že i v desetitisícimetrových hloubkách na dně příkopů existuje poměrně silné proudění ve směru osy příkopů. Podmořské fotografie dna příkopů potvrdily, že i v těchto hloubkách se vyskytuje řada organismů, z nichž mnohé deformují povrch dna. Na povrchu dna podmořských příkopů převládají dva typy sedimentů: normální pelagický hnědý hlubinný jíl a vulkanoklastické usazeniny. Hnědý jíl je zde převážně vulkanicko-autigenního původu. Vulkanoklastické sedimenty obsahují množství lapil nebo dokonce pum, převážně andezitového složení. Vápnité sedimenty se vyskytují výjimečně, obsahují korodované schránky foraminifer nebo úlomky mělkovodních vápnitých řas. Jejich nálezy v Portorickém příkopu byly prvním svědectvím o činnosti turbiditních proudů. Několikametrové profily sedimentů podmořských příkopů ukazují obvykle vertikální střídání hnědého hlubinného jílu a vulkanoklastických uložením. Předpokládá se, že vulkanoklastické sedimenty byly na dno transportovány turbiditními proudy. Rychlost sedimentace v příkopech je průměrně 10 cm za 1000 let, tzn. přibližně 10× větší než je průměrná rychlost pro oceánské pánve. Podmořské příkopy jsou jakýmisi pastmi na sedimenty, protože zachycují skoro všechen hrubší materiál transportovaný z pevniny do oceánu. Tím si vykládáme značnou rychlost sedimentace i obrovské mocnosti uložením.

Podmořské příkopy Pacifiku jsou pravděpodobně třetihorního stáří. Předpokládáme, že vznikají na těch místech, kde je oceánská kůra podsunována pod pevninskou v důsledku zmenšování oceánu. Podle koncepce globální blokové tektoniky jsou tedy sedimenty podmořských příkopů stahovány do hlubších částí kůry a nakonec asimilovány do plášťového materiálu. Proto by bylo nepravděpodobné jejich zachování ve fosilních sedimentárních sériích.

Jaroslav Iexa: **Geológia a petrológia ostrovov James, Jervis a Duncan v súostroví Galapágy** (Bratislava 17. I. 1974)

Súostrovie Galapágy leží na rovníku približne 1000 km z. od pobrežia Južnej Ameriky. Všetky jeho ostrovy sú vulkanického pôvodu a sformovali ich erupcie toleitických a alkalických bazaltov a ich diferenciátov. Vek najstarších vulkanitov vo v. časti súostrovia je okolo 2,5 milióna rokov. Naproti tomu ostrovy Fernandina a Isabela v z. časti súostrovia sú budované aktívnymi vulkánmi — posledná erupcia vulkánu Ferdinanda prebiehala v decembri 1973.

Ostrovy James, Jervis a Duncan sú v strede súostrovia a príznačné pre ne je veľké zastúpenie diferencovaných láv toleitového radu (pikrity, pikritické bazalty, islandity, trachyty).

Ostrov James s rozlohou 450 km budujú dve základné jednotky:

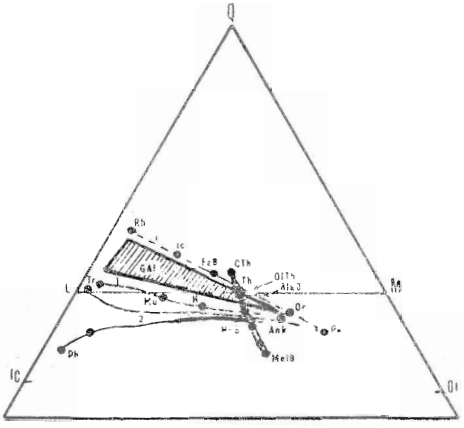
1. Starší štítový vulkán s malou vrcholovou kalderou a početnými parazitickými kužeľmi, ktorý tvoria hlavne prúdy toleitu. V záverečnom štádiu vulkán eruptoval diferencované lávy toleitového radu, ktoré budujú parazitické kužele a okraje kaldery.

2. Mladšie parazitické kužele a prúdy alkalického bazaltu na svahoch staršieho štítu. Ak tieto vulkány eruptovali v plytkom okolnom mori, vytvorili mohutné kužele palagonitových tufov.

Ostrov Jervis s rozlohou 10 km^2 je len vynoreným vrcholom väčšieho vulkánu s dvoma parazitickými troskovými kužeľmi. Prístupnú časť budujú prúdy diferencovaných láv toleitického radu, ktoré eruptovali v dvoch erupčných cykloch. V záverečnej etape aktivity sa po čiastočnom poklese centrálnej časti ostrova sformoval extruzívny dóm, ktorý predstavuje dnešný vrchol ostrova.

Ostrov Duncan s rozlohou 30 km^2 je podobne ako ostrov Jervis vrcholovou časťou oveľa väčšieho vulkánu. Ostrov tvoria stojaté kužele, pričom severnejší z nich predstavuje mladšiu etapu vulkanickej aktivity. V staršom kuželi možno rozlíšiť až 9 erupčných cyklov, definovaných v profile vertikálnym sledom: trachytový tuf a pemza s uzavreninami, islanditické AA-lávové prúdy, pahoe-hoe prúdy toleitov, pikritických bazaltov a oceanitov. Každý erupčný cyklus reprezentuje zrejme erupciu z diferencovaného magmatického rezervoára. Mladší kužeľ, ktorý prekrýva s. stranu staršieho kužeľa, tvoria produkty jedného takého erupčného cyklu. Aktivita tohto kužeľa sa skončila erupciou trachytovej pemzy pri súčasnom poklese kaldery.

Vzťahy jednotlivých oceánskych asociácií možno najlepšie vyjadriť na diagrame QLM von Wolfa (McBirney 1967) (obr. 1). Rad od O-toleitov k milititicko-nefeli-



Obr. 1. Pozícia oceánskych asociácií v diagrame QLM von Wolfa.
R — ryolit, Ic — islandit, FeB — ferobazalt, QTh — kremitý toleit, T — toleit, OlT — olivinitý toleit, Tr — trachyt, Mu — mugreait, H — havajit, AlB — alkalický bazalt. Oc — oceanit, Ank — ankaramit, Pk — pikrit, Ph — fonolit, NeB — nefelinický bazanit, MelB — melilitticko-nefelinický bazanit, Dvojitá línia: trend primárnych bazaltových magiem zodpovedajúci rozličnému stupňu parciálneho tavenia vrchného plášťa (od 2 do 30 % v rade od melilitticko-nefelinického bazanitu po toleit). Jednoduché línie: diferenciačné rady jednotlivých asociácií: 1 — Havaj, 2 — Tahiti, Gal — Galapágy.

nickým bazanitom predstavuje na základe geochemických kritérií (Gast 1968) a experimentálnej petrológie (Green, Ringwood, Wyllie, Kushiro) produkty rozličného stupňa parciálneho tavenia vrchného plášťa. Priestorové a časové rozloženie bazaltových typov pritom vykazuje vzťahy k štruktúram oceánskeho dna. Krivky jednotlivých asociácií reprezentujú produkty diferencie v plytkých magmatických rezervoároch.

Pozícia asociácie ostrovov Galapágy (obr. 1) naznačuje prechodnú pozíciu asociácie medzi toleitickým radom a radom alkalických bazaltov. Zmeny chemického zloženia lávy v rámci asociácie možno vysvetliť ako výsledok frakcionovanej kryštalizácie uvedenej slaboalkalickej bazaltovej magmy.

Jaroslav Hák: **Největší stratiformní Pb-Zn ložiska Kanady**

K největším ložiskovým akumulacím olova a zinku v Kanadě patří rudní revíry PINE POINT, ANVIL a SULLIVAN. Tyto ložiskové revíry jsou situovány v rozličném geologickém prostředí a jsou navzájom odděleny i geograficky. Tato ložiska, jež jsou těžena obrovskými hornickými operacemi, representují 80 % celkové těžby olova a 35 % těžby zinku v Kanadě. Ložiska jsou považována za stratiformní a jsou uložena v sedimentech různého stáří.

Ložisková oblast *PINE POINT (NORTHWEST TERRITORIES)* leží v relativně neporušených karbonátových horninách devonského stáří a zaujímá oblast cca 50×10 km. Minerální paragenese je analogická ložiskům typu Mississippi Valley. Charakteristické jsou páskové textury světlého kolomorfního i krystalického sfaleritu a galenitu. Celkové zásoby revíru se odhadují na cca 45 mil. tun o kovnatosti 2,5 % Pb a 6,0 % Zn.

Rudní revír *ANVIL (YUKON TERRITORY)* je ve fylitických horninách kambrického stáří, které jsou součásti kordillerských struktur v oblasti YUKON PLATEAU. Revír zahrnuje tři hlavní rudní tělesa o celkových zásobách kolem 65 mil. tun rudy s obsahem 3,4 % Pb, 5,7 % Zn, 0,16 % Cu a cca 36 g Ag/t rudy. Minerální asociace je representována pyritem, pyrrhotinem, železem bohatým sfaleritem, galenitem a podřadným chalkopyritem. Rudní textury jsou masivní až páskované. Z nerudních komponent je nejhojnější křemen.

Výše uvedená ložiska byla objevena před několika lety a jsou těžena velkými povrchovými operacemi.

Ložisko *SULLIVAN (BRITISH COLUMBIA)*, jež patří k jedněm z největších světových ložisek, je těženo od přelomu století a dodnes z něho bylo vytěženo přes 100 mil. tun rudy o vysoké kovnatosti přes 10 % Pb + Zn. Stávající zásoby se pohybují stále v desítkách miliónů tun rovněž o kovnatosti přes 10 % Pb + Zn. Rudní těleso je situováno v proterozoických sedimentech, které byly ukládány podél staršího okrajového šelfu západokanadského bazénu. Rudní lože má výrazně vrstevnatou stavbu s jemnozrnným galenitem, marmatickým sfaleritem, pyrrhotinem a pyritem jako hlavními minerály. S ohledem na velmi rozdílný vývoj svrchní a spodní části ložiska je vyslovován i názor, že jde o epigenetické žilné ložisko s uplatněním metasomatických procesů zejména v jeho spodní části. Toto ložisko je těženo hlubinnými pracemi.

Jaroslav Hák: **Ložiska cínu v jihovýchodní Asii**

Nejvýznamnější cínonosnou oblastí na světě, odkud pochází zhruba $^2/_3$ světové produkce cínu, je tzv. asijský cínový pás, jdoucí ze SSSR přes ČLR, VDR, Laos, Thajsko, Barmu, Malajsko a Indonésii. Cínová mineralizace je spjata s kyselými granitickými horninami různého stáří, avšak průmyslová ložiska jsou vázána na intruze žul křídového až terciérního stáří. Tvorba ekonomicky nejdůležitějších suchozemských i mořských cínových sejpů počala ve středním až vrchním pleistocénu. Celá oblast má složitou geologickou stavbu a tektoniku poklesového a zdvihového charakteru.

Primární magmatická ložiska lze rozdělit do tří základních typů:

a) magmatická vtroušená ložiska reprezentovaná greiseny, žulovými kopulemi a pegmatity,
b) pyrometasomatická ložiska, vznikající na kontaktu hojných karbonátových sedimentů s cínonosnými žulami (mají charakter skarnů, avšak s podřadným zastoupením Fe-minerálů),
c) hydrotermální ložiska reprezentující pravé křemenné žíly s kasiteritem a sulfidickou mineralizací v různých typech hornin.

Spolu s cínem vyskytuje se na některých ložiskách wolfram v takové míře, že cín se stává vedlejší užitkovou složkou. Většina primárních ložisek není vůbec těžena. Hlavní zásoby cínu v této oblasti jsou v rozsypech (90 % těžby), v nich převládají ložiska dvou základních typů:

1. aluviální ložiska recentní či subrecentní říční sítě na pevnině
2. příbřežní mořská či pohřbená ložiska, často sledující recentní nebo subrecentní pevninskou říční síť.

Maximální koncentrace kasiteritu a dalších těžkých minerálů se nacházejí v nejspodnějších horizontech souvrství těsně nad bedrockem. Obsah kasiteritu je řádově v kg/m^3 a mocnost v desítkách cm až 2 m. Střední průmyslový obsah SnO^2 se pohybuje kolem 400—500 g/m^3, přepočteno na celou mocnost souvrství. Ložiska jsou těžena hydromonitory a rudnina upravována gravitačně. Mořská ložiska se těží dragami zhruba do hloubky 40 m a střední průmyslový obsah SnO_2 klesá na 100—200 g/m^3. Technologické zpracování je analogické. Průzkum obou typů ložisek začíná vytypováním perspektivních rajónů, šlichovou prospekcí (na suši) a vrtným průzkumem pomocí ruční soupravy bangka-drilling, která je upravena pro vrtání na moři. Vzorky koncentrátů těžkých minerálů získaných rýžováním se vyhodnocují mikroskopicky v laboratoři, část se kontroluje chemicky. Koncentráty těžkých minerálů obsahují vedle kasiteritu zejména ilmenit, zirkon, monazit, pyrit, rutil, anatas, turmalín, siderit, xenotim, topas, limonit, hematit, magnetit, spinel a další nerosty, z nichž vedle kasiteritu se pozornost věnuje především monazitu, event. zirkonu.

Potenciál této oblasti i přes dlouhodobou těžbu je stále vysoký a nadále reprezentuje nejbohatší zásoby cínu ve světě.

Jozef Malgot: **Svahové pohyby na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska**

Oblasti ležiace na obvode vulkanických pohorí a poznamenané rozsiahlymi svahovými pohybmi na území Slovenska sú: 1. severný okraj Vtáčnika a západné okraje Kremnických hôr (územie Nováckej a Handlovskej kotliny), 2. východné okraje Kremnických hôr (styk vulkanitov s paleogénom Bystrickej kotliny), 3. okraje severného výbežku Poľany (Ľubietová), 4. východné výbežky vulkanitov vo Veporskom pohorí (Brezno), 5. južné okraje Krupinskej vrchoviny, 6. okraje Slanských vrchov a Miliča, 7. severné okraje Vihorlatu a Popričného.

V uvedených oblastiach vznikajú deformácie týchto typov:

1. Blokové rozsadliny a blokové polia tvorené mohutnými blokmi vulkanických hornín, ktoré sa zaborili a kĺzali po mäkkom podloží (íly a ílovce miocénu, ílovité bridlice paleogénu).

2. Plošné prúdové a frontálne zosuny dosahujúce mocnosť 30—50 m. Tvoria súvislú obrubu blokových polí v dĺžke desiatok km.

3. Zemné prúdy v miestach lineárneho toku podzemnej vody.

4. Skalné zrútenia odvalového charakteru na predisponovaných skalných stenách.

Deformácie svahov vyvolávajú veľké škody. Celkove je postihnuté územie v rozlohe cca 20 000 ha, na ktorých leží asi 27 obcí. Ohrozené sú štátne cesty, železnice, rozličné druhy diaľkovodov v dĺžke niekoľko desiatok km, niektoré špeciálne objekty — lanovky, banské zariadenia, elektrárne a pod.

Do popredia preto vystupuje význam inžinierskogeologického prieskumu zosunov a deformácií tohto typu.

Tibor Mahr: **Spôsoby sanácie svahových deformácií**

Geologická stavba územia Slovenska je z hľadiska vzniku svahových pohybov veľmi nepriaznivá. Pri registrácii zosunov v ČSSR pripadalo na územie Slovenska približne 50 % zosunov. Ročne sa v ČSSR vydá na sanáciu svahových deformácií priemerne 50 miliónov Kčs. Voľbou výhodnej metódy sanácie možno časť týchto výdavkov ušetriť.

Pri výstavbe veľkých, najmä líniových stavieb je správnejší postup zhodnotiť stabilitu svahov a pri nestabilných svahoch urobiť preventívne opatrenia. Po vytvorení šmykovej plochy sa už uplatňuje iba reziduálna pevnosť a okrem toho nastávajú straty aj zničením už vybudovaných konštrukcií a predĺžením času výstavby.

Metódy sanácie svahov porušených svahovými deformáciami zhrňujeme do piatich skupín:

1. *Úprava tvaru svahu.* Sú to najjednoduchšie metódy, ako napr. zmiernenie sklonu svahu, priťažovacie lavice, odľahčenie svahu, premiestnenie materiálu z odlučnej do akumulačnej časti. Ide o zemné práce, na ktoré majú stavebné organizácie potrebnú mechanizáciu.

2. *Odvodnenie svahu.* Povrchové odvodnenie sa robí obvodovými priekopami a povrchovou zbernou drenážou. Na hĺbkové odvodnenie sa používa čerpanie z vertikálnych sond a studní, ďalej horizontálne odvodňovacie vrty, odvodňovacie štôlne, hĺbková drenáž, odvodňovacie rebrá a elektroosmatické odvodnenie.

3. *Ochrana pred zvetrávaním a eróziou.* Patrí sem vegetačný pokryv svahu, utesnenie škár a puklín, torkretovanie skalných stien, ako aj regulácia vodných tokov a stavba vlnolomov.

4. *Spevňovanie zemín a skalných hornín.* Do tejto skupiny zahrňujeme injektáž, vypaľovanie, zmrazovanie, chemickú stabilizáciu a elektrochemické spevňovanie.

5. *Technické stabilizačné opatrenia.* Na stabilizáciu sa používajú stabilizačné rebrá, oporné a zárubné múry, prípadne špeciálne združené oporné múry, pilóty a pilótové steny, štetovnicové steny, kotvenie, podmurovávanie a rozrušovanie šmykových plôch trhavinami.

Ivan Čillík: **Ložisko Čelopeč a Grynčarica v Bulharsku**

Ložisko Čelopeč sa nachádza v najsevernejšej časti Stredohoria, neďaleko od zabalkánskeho hlbinného zlomu (J. Bončev 1981), a to na hranici medzi Starou planinou a Stredohorím. Okolie ložiska patrí k severnému, silne redukovanému a štruktúrne komplikovanému ramenu stredohorského antiklinória. Tvorí úzku synklinálu zhruba zv. smeru.

Na stavbe okolia ložiska sa zúčastňujú predkambrické sľudové ruly, ordovické (?) fylity, turónske hrubozrnité pieskovce a konglomeráty, senónske vulkanity (dacity, dacitové tufy, andezity, andezitové tufobrekcie, tufy a lávové brekcie, polymiktné pieskovce, tufity), červené slieňovce a flyšoidné slienito-tufové súvrstvia mastrichtu. Slabo sú zastúpené aj žily dioritových porfyritov spodného paleocénu.

Geologická stavba rajónu je výsledkom predovšetkým alpínskych tektonických procesov, ktorých jednotlivé fázy sa prejavovali od hornej kriedy až po kvartér.

Pre vznik ložiska má mimoriadny význam disjunktívna tektonika, ktorá sa delí na predrudnú a porudnú. Dorudné zlomky sú len vo vulkanogénnom komplexe a nepokračujú do hornín mastrichtu. Ide o paralelné poruchy, kulisovite usporiadané so smerom okolo 90° a so sklonom 65 až 80° na juh. Tieto dislokácie sprevádza propylitizácia, sericitizácia a prekremenenie, s ktorými je spojené medené, zlaté a pyritové zrudnenie. S porudnou tektonikou je spojená galenit-sfaleritová mineralizácia.

Hydrotermálna činnosť má v rajóne tieto etapy aktivity:

1. dacitový magmatizmus a s ním spojené hydrotermálne premeny,
2. andezitový magmatizmus a propylitizácia,

3. tektonické porušenie vulkanitov pred sedimentáciou mastrichtu a vznik meď-zlato-pyritového zrudnenia,
4. laramické tektonické pohyby a vznik galenit-sfalerit-barytového zrudnenia.

V ložiskovo najvýznamnejšom treťom hydrotermálnom období mineralizácie vznikli tieto minerály: pyrit, luzonit, enargit, famatinit, bornit, chalkopyrit, tenantit, sfalerit, galenit, kremeň, sericit, baryt, diskit, alunit.

Zrudnenie je však koncentrované do zón prekremenenia a v nich do rudných stĺpov. Na ložisku sa vyskytujú dva morfologicky odlišné typy rudy: kompaktné masívne šošovkovité telesá rudy neveľkého rozsahu a veľmi zriedkavé, s obsahom okolo 25 % Cu (do 10 % rudy), a impregnácie so žilníkmi a s jemne dispergovaným chalkopyritom (80—90 % rudy).

Ložisko Grynčarica je asi 15 km jz. od Velingradu v západorodopskom rajóne. Jeho širšie okolie má pomerne jednoduchú geologickú stavbu. Je to antiklinála kryštalických bridlíc (rudy a amfibolity) sj. smeru s masívom granitoidov v strednej časti antiklinály a na krídlach so sedimentmi paleogénu a neogénu. Kupolovitá časť antiklinály obsahuje porfyrické variety granitoidov. V s. časti pretína antiklinálu babäšsko-grošovský prešmyk zv. smeru so sklonom na juh. Lokálne oddeľuje drobnozrnné variety od porfyrických variet granitoidov.

Vlastné ložisko pozostáva z dvoch typov: z kremenno-živcových pegmatitických žíl v strednej a západnej časti s vyšším obsahom scheelitu a zo zrudnených fylonitov vo v. časti s drobnozrnnými inklúziami scheelitu na interfoliačných plochách. Vo vzdialenejšom pokračovaní prešmyku zo s. strany je ložisko Babek s rôznosmernou sústavou kremenných žiliek molybdenitu s podradným volframitom.

Ložisko tvorí niekoľko plocho uložených žíl (úklon 10—30° na juh), pričom scheelit vytvára primárnu aureolu rozptylu medzi nimi a v ich nadloží.

Výplň rudných telies a primárnu aureolu rozptylu tvoria tieto minerály: pyrit, scheelit, chalkopyrit, pyrotín, markazit, magnetit, molybdenit, bizmutín, kremeň, živce, karbonáty, zeolity a sekundárne tungstit a hydrotungstit. Z nich absolútne prevláda pyrit, scheelit, kremeň a živec.

Ložisko postihli ďalšie tektonické procesy, ktoré ho rozsegmentovali sústavou poklesov a viedli k mylonitizácii rudy.

Zrudnené pásmo je doteraz preskúmané v dĺžke 5 km, pričom perspektívna dĺžka je údajne až 15 km. Ložisko je známe až do vertikálnej hĺbky 700 m.

Dokončenie zo str. 70

talickými fázemi a taveninami v silikátových systémech; rovnováhy jsou objasňovány na termodynamickém základě a znázorňovány četnými grafy. V dalším textu se dočteme zajímavé poznatky o asociacích vyvřelin a vulkanických a intruzívních provinciích. Diskuse se opírá o nejnovější poznatky získané studiem v pacifických ostrovních oblucích, ve středoatlantické provincii a v oblastech trappů. Pozornosti zaslouží i údaje o ultramafitech.

Rozsáhlá sedmá kapitola (Geomorfologie) je dynamicky pojata. Pojednává podrobně nejen o exogenních faktorech modelace zemského povrchu, ale i o vztazích mezi strukturami a morfologií krajiny.

Osmá kapitola (Sedimentace a sedimentární horniny) shrnuje moderní poznatky o chemii a fyzikální chemii sedimentačního procesu probíhajícího ve vodním prostředí. Velká část v ní obsaženého materiálu je však přejata z originálních prací Garrelsových, který poprvé upozornil na význam kombinace Eh-pH-faktorů pro studium stabilit chemických sloučenin za nízkých teplot a tlaků, panujících v běžném sedimentačním prostředí. Velmi pěkně pojatá je paleogeografická část této kapitoly, diskutující vliv prostředí na sedimentární facie a diastrofické implikace facií, objasněné zejména na severoamerických příkladech.

V deváté kapitole (Deformace hornin) se setkáváme s mnohým, co je obsaženo v samostatných starších pracích Weissových. Vedle precizování mechanických vlastností hornin a jejich experimentálních deformací, vhodně definovaných matematicky i graficky, najdeme v ní i cenné údaje o seizmické deformaci a pohybech. Kapitola je výborně dokumentována a patří k nejlepším v celé knize.

Desátá kapitola (Metamorfismus) je věnována příčinám, projevům a charakteristice různých typů metamorfismu. Pro svou stručnost, danou rámcem knihy, představuje však jen část toho, co již bylo publikováno v samostatných dílech Turnera, Verhoogena a Fyta a neobsahuje ve srovnání s nimi nic nového. V tomto smyslu je desátá kapitola opravdu jen úvodem do široké problematiky metamorfismu. Jako v ostatních pracích Turnerových klade se tu hlavní důraz na metamorfní facie a nejsou v ní zhodnoceny ani důležité práce o této tematice, jejichž autory jsou např. Barth, Ramberg, Koržinský. Thompson aj. Zajímavý je synoptický diagram pro regionální metamorfismus; je však škoda, že nebyl konfrontován s jinými (např. Hietanenová).

Jedenáctá kapitola (Vnitřek Země), pojatá z hlediska geofyzika, je zaměřena na matematickou charakteristiku tíže, šíření seizmických vln, rozdělení hustot v Zemi a na problematiku složení a vlastností zemského jádra, pláště a kůry. Dotýká se hlavně otázky původu a vlastnosti zemského magnetického pole.

Otázkám zdrojů, proudění a rozdělení tepla v Zemi je věnována dvanáctá kapitola (Zdroje tepla a termální vývoj Země). Její zařazení do knihy je nutno uvítat již proto, že jde o problematiku, se kterou se běžně v našich učebnicích geologie nesetkáváme, přestože s ní souvisí řada dalších geologických problémů, jako je např. vznik magmatu, metamorfismus, vulkanismus, tvorba magmatogenních ložisek apod.

V třináctě kapitole (Strukturní vývoj kontinentů a oceánů) se autoři zaměřují na problematiku distribuce kontinentů a jejich růst a na intrakontinentální deformaci. Diskutuj v ní rovněž hypotézu o kontinentálním driftu pro jehož existenci snášejí řadu důkazů. V této souvislosti zdůrazňují význam paleomagnetických měření pro studium pohybů kontinentů a pólů a studium tzv. „sea-floor spreading".

Čtrnáctá kapitola (Některé aspekty chemického vývoje Země) obsahuje geochemické úvahy o chemickém složení a vývoji Země. Zajímavé jsou pojaty stati o prvotní chemické historii Země, o původu oceánské vody, atmosféry, kyslíku a života. Nastíněny jsou chemické trendy ve vývoji zemského tělesa.

Recenzovaná kniha je bezesporu velmi moderním a užitečným vodítkem a materiálem při studiu základních geologických a geofyzikálních jevů. Svým rozčleněním a četnými příklady a přílohami je vhodná pro rychlé proniknutí do studované problematiky. Předností knihy je její přehlednost, četné dvoubarevné až čtyřbarevné obrázky a grafy a dobré fotografie v některých částech i matematický přístup ke geologické problematice. Je jí možno vytknout nevyváženost některých partií vůči druhým (např. příliš stručná kapitola o termodynamice a možnostech její aplikace v geologii ve srovnání s podrobnou kapitolou věnovanou mineralogii; nedostatek novějších údajů a citací v kapitole o metamorfismu; žádná zmínka o vzniku rudních a nerudních ložisek) a — až na malé výjimky — zanedbávání každé jiné kromě anglosaské literatury. Přes tyto nedostatky jde o dílo, které by nemělo chybět v knihovně žádného geologa, který se zajímá o problematiku v knize obsaženou.

Jiří Losert

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 125—128

INFORMÁCIE

Výskum organickej hmoty v horninách na príklade vzoriek bridlíc z kryštalinika Malých Karpát

VIERA KLEINERTOVÁ

Organická hmota v sedimentoch už dlhší čas vyvoláva veľký záujem. Študuje sa jej kvalitatívne a kvantitatívne zloženie a procesy premeny organickej zložky rozptýlenej v hornine. Podľa D. Vitorovica (1971) stojí uhlík svojím klarkom $2{,}3 \cdot 10^{-3}$ v poradí na 20.—25. mieste medzi prvkami litosféry. Jeho podiel na hmote hornín sedimentárneho typu (íly a bridlice) sa zvyšuje asi 500-krát a klarkom 1,0 sa radí na 8. miesto. Podľa stanovenia priemerného obsahu organickej hmoty sedimentov zistili L. G. Weeks, P. D. Trask, J. M. Hunt (in V. Šimánek 1972) celkové množstvo organickej substancie v sedimentárnych horninách asi $3{,}8 \cdot 10^{15}$ ton, z čoho 1/500 predstavujú ložiská uhlia a 1/16 000 ložiská ropy. Pri výskume sedimentovanej organickej hmoty sa sledujú krajné členy genetických radov premeny, t. j. obsah jej humínových látok a bitúmenov a ich C_{hum} a C_{bit} a produktov ich metamorfózy $C_{zvyškový}$. Analytické dáta treba študovať vo vzájomnej závislosti a v súvislostiach s geologickými faktormi: vekom usadenín, hĺbkou uloženia, mineralogickým zložením, metamorfnými procesmi atď.

Organická hmota, ktorá sa usadzuje s minerálnymi časticami sedimentov, podlieha už v priebehu sedimentácie a počas diagenézy rozkladným procesom. Vnikajú rozličné plynné, kvapalné a pevné produkty, ktoré z chemického hľadiska možno rozdeliť na zlúčeniny, ktoré v porovnaní s východiskovou látkou majú zvýšený podiel C a O, a zlúčeniny so zvýšeným podielom C a H (sapropely) (E. T. Degens 1967).

Zvýšený podiel C a O majú látky humínovej povahy a sú to produkty tzv. karbonizačného procesu.

Látky, ktoré majú zvýšený podiel C a H, sú výsledkom bitúmenizačného procesu. Bitumény predstavujú zmes parafinických heterocyklických a aromatických uhľovodíkov. Na karbonizačný a bitumenizačný proces vplývajú metamorfné činitele, ako je chemická štruktúra východiskového materiálu, fyzikálno-chemické a biochemické faktory premeny. Obidva procesy sa v prírode navzájom prelínajú a pôsobia v nerovnako intenzívnej miere. Môžu prebiehať súčasne vedľa seba, takže ich produkty sú v sedimentoch prítomné v rozlične variabilných pomeroch. Karbonizačné a bitumenizačné produkty predstavujú „medziprodukt" v cykle metamorfózy organickej hmoty, ktorý v príslušnej fáze premeny identifikujeme. Kvantitatívne zastúpenie niektorých zložiek ďalej podmieňuje ich pohyblivosť. Nepohyblivú, na hornine zakotvenú fázu, tvoria produkty pokročilého preuhoľnenia — v organických rozpúšťadlách a alkalických lúhoch nerozpustná organická hmota. Pohyblivé zložky sú bitumény a sčasti humíny. Čiže kvantitatívne skupinové zloženie nájdenej organickej substancie v sedimente (hornine) je primárne podmienené metamorfnými procesmi, ktorým bola vystavená organická hmota, sekundárne ho ovplyvňuje premiestňovanie komponentov

* RNDr. Viera Kleinertová, Katedra geochémie PF UK, 800 00 Bratislava, P. Tótha 1.

za rozličných podmienok. Kvantitatívne skupinové zloženie organickej hmoty v sedimente môže ukázať, či ide o horninu staršiu alebo mladšiu, či sa v blízkosti nenachádza nafta (v prípade obohatenia naftovými bitúmenmi) ap.

Pri premene organickej substancie na uhľovodíky hrá dôležitú úlohu chemická štruktúra východiskového materiálu a fyzikálno-chemické a biochemické podmienky prostredia. Zložky organickej hmoty sú nerovnako náchylné na rozklad a poskytujú premenou rozličné produkty. Každý metamorfný faktor aktívne pôsobí na východiskovú organickú substanciu, pričom vzniká produkt menšieho energetického obsahu, ako bola východisková látka. Premena organickej hmoty prebieha v zmysle zníženia zásoby voľnej energie, t. j. straty heterogénnych prvkov N, O, S, H, čo je v podstate obohacovanie uhlíkom. Jednotlivé komponenty organickej substancie sú navzájom geneticky späté. Metamorfóza organickej hmoty prebieha v smere východisková organická hmota → látky rozpustné v organických rozpúšťadlách a alkalických hydroxidoch, t. j. bitumény a humíny → rozličné preuhoľnená substancia ($C_{zvyškový}$) → grafit (V. Šimánek — J. Šmeral 1960; E. T. Degens 1967).

Termínom bitúmen označujeme prakticky skoro všetok organický materiál v horninách, ktorý tvoria kvapalné alebo pevné uhľovodíky ťažko rozpustné v sírouhlíku (CS_2). Petrolej je kvapalný bitumén, asfalt viskózny bitumén s bodom varu okolo 65—98 °C. K pevným bituménom sa priraďuje gilsonit a kerogén. Sapropel je látka čiernej farby. Sapropelová vrstva oleja, z ktorej možno oddestilovať veľa petrolejových uhľovodíkov, sa volá kerogén (K. B. Krauskop 1967).

Prehľad metód, ktorými sa určujú jednotlivé skupiny organických zlúčenín v sedimentoch

1. Organické geochemické metódy podľa F. M. Swaina (1970). Určuje sa nimi úplná organická hmota, organický uhlík, dusík, proteíny, aminokyseliny, amíny, cukry, organické kyseliny, pigmenty, heterocykly a iné uhlíkaté cyklické zlúčeniny.

a) Organická hmota sa určuje metódami, ako je strata spálením, miešanie s 30 %-ným peroxidom vodíka, miešanie s kyselinou chrómovou alebo inými silnými oxidovadlami.

b) Organický dusík sa určuje Kjehldahlovou metódou alebo spaľovaním.

c) Lipidy zahrňujú oleje, tuky a vosky živých organizmov, tvoria 99 % zlúčenín. P. V. Smith (1954) in F. M. Swain (1970) použil takúto metodiku pri štúdiu lipidov:

A. extrakcia 2—5 g vlhkej vzorky so zmesou 80 % benzénu a 20 % metylalkoholu v Soxhletovom extraktore počas 8 hod.;

B. Oddelenie vody od extraktu v deliacom lieviku;

C. sušenie extraktu do konštantnej váhy vo vákuu v prúde N_2;

D. váženie a zaznamenanie farby, štruktúry, fluorescencie a vône extraktu;

E. meranie infračerveného absorpčného spektra extraktu a interpretácia organických skupín;

F. separácia extraktu na stĺpci 1×10 cm aktivovanom Al_2O_3 (Alcoa A — 20).

Na tomto stĺpci sa eluovali frakcie nasýtených uhľovodíkov, aromátov, asfalténov. Na stĺpci sa zachytí frakcia, ktorá môže obsahovať živice, cukry, niektoré pigmenty a iné substancie s vyššou molekulovou váhou.

Nasýtené uhľovodíky sa analyzovali plynovou chromatografiou a hmotovou spektrometriou. Aromáty identifikovali v UV-spektre. Pigmenty možno určiť vo viditeľnom absorpčnom spektre.

2. G. Eglington (1966) in F. M. Swain (1970) použil stĺpcovú a plynovú chromatografiu a potom hmotovú spektrometriu na určenie uhľovodíkov z geologického materiálu. Použil tento postup. Čistil a rozomlel vzorku na prášok a extrahoval ju istý čas v Soxhletovom extraktore alebo pomocou ultrazvuku. Ako rozpúšťadlo použil benzén a metanol. Separáciu nasýtených uhľovodíkov robil na stĺpci aktivo-

vaného kysličníka hlinitého (Al_2O_3), pričom použil n-heptán ako elučné činidlo. Eluáty sušil a potom rozpúšťal v suchom benzéne a refluxoval na 5 Å molekulovom site granulovanej formy 1—3 dní. Molekulové sito 5 Å, ktoré obsahovalo normálne alkány, rozpustil v 24 %-nej kyseline fluorovodíkovej a benzéne. Benzénový roztok s normálnymi alkánmi filtroval cez uhličitan sodný a odstránil rozpúšťadlo. Extrakt separoval plynovou chromatografiou a analyzoval ultrafialovou, infračervenou a hmotovou spektrometriou.

3. P. H. Abelson (1964) sa zaoberal separáciou nasýtených mastných kyselín z geologického materiálu. Organické kyseliny sa po extrakcii ďalej prevádzajú na metylestery a oddeľujú sa plynovou chromatografiou. V skúmaných vzorkách bolo asi 0,1 % mastných kyselín na množstvo surového extraktu a zistili sa iba nasýtené mastné kyseliny.

4. J. G. Palacas (1959), J. G. Palacas et al. (1960), F. M. Swain 1961b, 1963a, 1966b), J. R. Vallentyne (1963) in F. M. Swain (1970) uverejnili práce o výskume cukrov. Úplný obsah sacharidov sa stanovuje fenol-sírovou metódou. Vzorka sa rozmieša s koncentrovanou kyselinou sírovou, pridá sa fenol a pri max. 490 nanometroch sa porovnáva so štandardným roztokom glukózy. Voľné cukry sa extrahujú etanolom a separujú papierovou chromatografiou.

Cukry sa dajú stanoviť aj plynovou chromatografiou, pred ktorou sa prevedú na silylétery. Takto sa dá určiť 10^{-7}—10^{-9} g cukru na vzorky.

5. Aminokyseliny — proteíny podľa P. H. Abelsona (1963) v sedimentoch sú rozkladné produkty peptidov, ktoré sa nachádzajú v humuse v množstve 8—10 %. Obsah aminokyselín sa určuje hydrolýzou so 6N-HCl a ďalšou izoláciou s etanolom. Aminokyseliny sa potom oddelia od uhľohydrátov na iontomeničovej kolóne použitím DOWEX 50—X8 H-forma 100—200 mesh. Analýza fenolických látok, ktoré sú rozkladnými produktami lignínu, sa robí plynovou chromatografiou. Fenoly sa prevedú na silylétery pomocou hexametyldisilazánu a trimetylchlorosilánu v prostredí bezvodého pyridínu.

6. Organicko-geochemické výskumy uhľovodíkov v bitúmenoch juhoslovanských bahien robili D. Vitorovic a M. Šabon (1971). Skúmali organické zlúčeniny z ložísk miocénového veku. Postupovali takto: Bitúmeny získali extrakciou práškovej vzorky počas 100 hodín v Soxhletovom extraktore. Ako rozpúšťadlo použili benzén alebo zmes metanolu a benzénu. Získané bitumény analyzovali infračervenou spektroskopiou a plynovou chromatografiou. Frakciu bituménov rozdelili na molekulových sitách 5 Å aktivovaných pri 350 °C a tlaku 1 mm Hg. Zistili kompletnú zmes cyklických uhľovodíkov a presne identifikovali pristán a pytán. Zistili aj sterány, a to C_{28-29}, a cyklické di-, tri- a tetraterpány, ako je napr. cholestán a coprostán. Prevládanie n-alkánov, ako aj pristánu a pytánu indikujú obsah zvyškov rastlinného pôvodu v organickej hmote týchto sedimentov.

Organická hmota z hornín sa u nás spracúvala metodikou, ktorú vypracovali v ÚGI v Brne (Šimánek).

Postup: Rozomletá a preosiata hornina (d = 0,2 mm) bola zbavená uhličitanov povarením s 10 %-nou kyselinou chlorovodíkovou a podrobila sa chloroformnej extrakcii v Soxhletovej aparatúre počas 48—50 hod. Z extraktu organických látok (bitumény) sa urobila elementárna analýza, pričom bolo určené % C, S a H. Na stĺpci kysličníka hlinitého sa extrakt chromatograficky rozdelil na 3 frakcie: 1. oleje (parafíny, olefíny), 2. smoly (aromáty), 3. asfaltény (heterocykly).

Každá frakcia sa podrobila elementárnej analýze, pri ktorej sa určilo % C, S a H. Extrakty sa ďalej skúmali plynovou chromatografiou a infračervenou spektroskopiou. Extrakciou s roztokom hydroxidu sodného sa získali humínové látky a určilo sa ich kvantitatívne množstvo. Týmto spôsobom sa zatiaľ spracovalo 29 vzoriek z oblasti Malých Karpát. Boli to väčšinou bridlice veku kambrium — silúr, devón, karbón, perm a druhohorné liasové bridlice. Grafitické bridlice, uzlíkaté bridlice a biotitický fylit boli veku kambrium—silúr a bitúmenové vápence z triasu.

Analyzovalo sa priemerne 400—500 g horniny. Základným výskumom sa zistilo, že

priemerný obsah organického uhlíka (určilo sa % C_{org} v hornine) sa pohybuje od 0,027—0,8 %, čo zodpovedá 0,032—0,96 % celkovej organickej hmoty. Vyskytli sa aj prípady, v ktorých C_{org} vysoko prekročilo priemer, a to v troch prípadoch bolo okolo 4,9 % C_{org}, čo zodpovedá 5,88 % celkovej organickej hmoty, a v jednom prípade až 8,28 % C_{org}, čo zodpovedá 9,936 % celkovej organickej hmoty. V poslednom prípade obsahovala vzorka aj množstvo síry, ktorá sa vylučovala ako žltá zrazenina z chloroformného extraktu.

Bitumény sa zisťovali aj hodnotili ako bituménový uhlík, t. j. C_{bit}, a jeho množstvo kolíše v rozmedzí 0,003—0,023 % C_{bit}. Tu už nevidieť také rozdiely ako v prípade celkovej organickej hmoty. Humínové látky sa v niekoľkých vzorkách vôbec nezistili (ich množstvo bolo asi pod hranicou citlivosti metódy). V ostatných prípadoch boli množstvá C_{hum} do 0,01 %.

Z množstva zisteného % C_{org}, % C_{bit} a % C_{hum} sa určilo % $C_{zvyškové}$.

% $C_{zvyškové}$ = % C_{org} — (% C_{hum} % C_{bit}).

zvyškové ○ označuje nerozpustný organický zvyšok, ktorý sa neextrahuje ani organickými rozpúšťadlami ani alkalickými lúhmi. Tvorí podstatnú časť organickej hmoty v sedimente. Geneticky sa viaže na humínové látky, prípadne bitumény, a predstavuje produkt ich ďalšej metamorfózy. Základná súčasť nerozpustného zvyšku je uhoľná substancia blízka antracitu (grafit). Obsah nerozpustného zvyšku závisí od litologického faktora, t. j. od druhu sedimentu, a pohybuje sa v medziach 50 až 95 % celkovej organickej hmoty. Závisí aj od absolútneho obsahu celkovej organickej hmoty. Analýzami a výpočtom (% C_{org} = 100 % a z toho sa určili percentá zložiek C_{bit}, C_{hum} a $C_{zvyškové}$) sa zistilo, že hodnoty % C_{bit} sa pohybujú v malokarpatských horninách od 0,005—29 %, priemerne však okolo 1 %. Hodnoty % C_{hum} boli od 0—1 %. Percento $C_{zvyškového}$ bolo najčastejšie okolo 95 % v jednom prípade iba 27 %.

Z chromatografického delenia bitúmenov na stĺpci Al_2O_3 (kysličníka hlinitého) sa získali tri frakcie — oleje, smoly a asfalty. Ich množstvá sú vyjadrené v percentnom zastúpení týchto frakcií tak, že súčet % olejov + smôl + % asfalténov = 100 %. Zo získaných výsledkov vyplýva, že najväčší podiel tvoria asfaltény, menší oleje a najmenší smoly.

Podiel asfalténov bol od 40—70 %, najčastejšie sa pohyboval v hodnotách okolo 50—55 %, podiel olejov bol od 15—40 %, pričom priemerne bol v rozmedzí 20—30 %, a podiel smôl bol od 10—19 %, najčastejšie okolo 12 %. Tieto výsledky potvrdzujú údaje, ktoré sa uvádzajú o výskume bitúmenov zo sedimentačných hornín v iných oblastiach.

Chloroformové extrakty horninových vzoriek sa analyzovali ďalej infračervenou spektroskopiou a plynovou chromatografiou. Infračervené spektrá sa merali v roztoku tetrachlórmetánu (CCl_4) v kvapalinovej kyvete (d = 0,1 mm) v oblasti od 700—3800 cm^{-1}. V meraných vzorkách sa zistili tieto funkčné skupiny: CH_2, CH^3, C = O, C—O—C a aromáty.

Zatiaľ boli zmerané spektrá iba niekoľkých vzoriek a tie sú veľmi podobné. Z toho možno usudzovať, že kvalitatívne zloženie skúmaných vzoriek sa veľmi neodlišuje.

Plynová chromatografia sa urobila na prvej frakcii bituménov, t. j. na olejoch. Táto frakcia sa získala chromatografickým oddelením na stĺpci (0,5×10 cm) Al_2O_3 — kysličníka hlinitého (podľa B r o c k m a n a). Eluovalo sa s 10 ml n-hexánu.

Vzorka sa zahustila a chromatografovala za podmienok:

110—300 °C/6°/min. 300° inj.

2 % ov-17 kolóna 1 = 1,3 m, d = 2 mm, inj. = 2 ul

V analyzovaných vzorkách sa zistili uhľovodíky od n—C_{14}—n—C_{29}, v dvoch prípadoch aj n—C_{30} a v jednom aj n—C_{31} a n—C_{32}.

Z meraní a výsledkov vidieť, ako detailne možno analyzovať organickú hmotu a že tzv. grafitické bridlice nie sú vždy grafitické, ako sa to pri terénnych prácach často tvrdí. Ide tu o relatívne zachovanú organickú hmotu, čo potvrdzujú aj analýzy, podľa ktorých sa v oblasti Malých Karpát určilo mnoho mikrofytoorganických, morfologicky relatívne dobre zachovaných organizmov.

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 129—136

REFERÁT

Perspektívy prieskumu uhľovodíkov na šelfoch Európy

(1 obr. v texte)

D. ĎURICA* — Z. ROTH**

Od r. 1960 do r. 1970 vzrástli zistené geologické zásoby ložísk nafty v západnej Európe asi šesťkrát a zásoby zemného plynu asi dvanásťkrát. Predtým netušený rast zásob a po ňom pozvoľna i nastupujúci rast ťažby sú výsledkom intenzívnej geologickej činnosti v Severnom mori, ktorú podnietil objav plynového giganta Schlochteren v Holandsku v r. 1959. Severným morom sa tu podrobnejšie zaoberať nebudeme, lebo sa mu venovali skoršie príspevky (Z. Roth — D. Ďurica 1973, M. Dlabač 1974, D. Ďurica — Z. Roth 1974).

Doteraz známe ťažiteľné zásoby uhľovodíkov pod Severným morom, ktoré je v súčasnosti najintenzívnejšie skúmanou naftonosnou a plynonosnou morskou oblasťou sveta, sa približujú 2 miliardám t nafty a 2 biliónom m^3 zemného plynu. Dosahujú asi 1,5 % svetových zásob. Očakáva sa, že zistené geologické zásoby uhľovodíkov v Severnom mori budú prudko rásť ešte asi 10 rokov, i keď je prieskum Severného mora a šelfov vôbec technicky i finančne mimoriadne náročný. Vysoké investičné požiadavky sú v súlade s rastom svetovej ceny nafty a plynu.

Náhľady sa však všeobecne zhodujú v tom, že podiel domácich geologických zásob západoeurópskych štátov nikdy nebude väčší ako niekoľko percent svetových zásob a pri doterajšom trende spotrebu týchto krajín nikdy nepokryje. Je však pravdepodobné, že situácia na trhu nafty, ktorá sa teraz rýchlo mení, výrazne ovplyvní aj jej spotrebu vo všetkých krajinách.

Úsilím západoeurópskych krajín a najmä Veľkej Británie je, aby domáca ťažba uhľovodíkov aspoň zmiernila závislosť od dovozu.

Výrazné úspechy prieskumu v Severnom mori, ktoré koncom šesťdesiatych a na začiatku sedemdesiatych rokov dosiahla Veľká Británia a po nej Nórsko a Holandsko, podnecujú s istým oneskorením zintenzívnenie prieskumu v ostatných častiach európskeho šelfu. V západoeurópskych krajinách sa v intenzite prieskumných prác zjavne odrážajú tradičné vzťahy medzinárodného kapitálu naftových monopolov k britskému kapitálu. V britskom šelfe sa vkladajú do prieskumu potenciálnych zdrojov najväčšie prostriedky, využíva sa a ďalej sa intenzívne vyvíja moderná technika. Za Veľkou Britániou a Írskom, ktorých ekonomika je s monopolmi spätá najtesnejšie, postupujú v intenzite prác krajiny, ktoré sú od Británie tradične závislé, ako je Nórsko, Grécko, Turecko a Malta. Zdá sa, že sa monopoly opäť usilujú upevniť svoje postavenie pomocou techniky a technológie objavovania ložísk uhľovodíkov v mori.

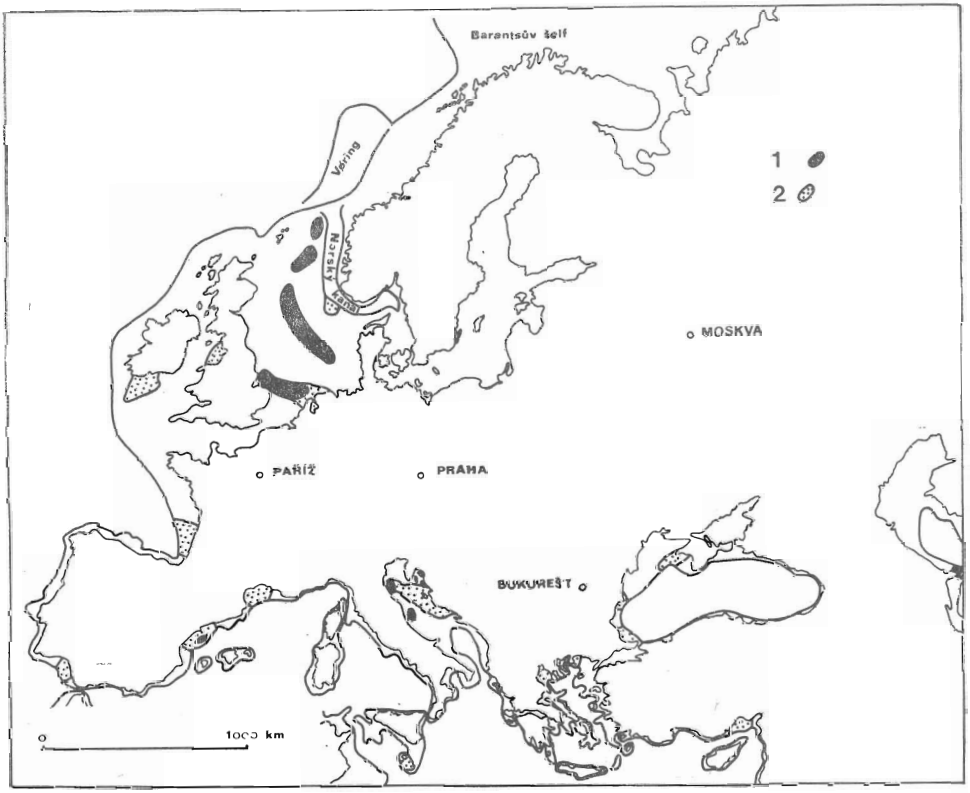
V Severnom mori je už takmer 500 vrtov, zatiaľ čo v ostatných šelfoch Európy ani nie štvrtina. I keď je prieskum európskeho šelfu viditeľne nerovnomerný, od počiatku šesťdesiatych rokov sa mu venuje rýchlo stúpajúca pozornosť.

Najsevernejšou časťou európskeho šelfu, ktorej sa začína venovať v súvislosti s ťažbou uhľovodíkov sústavná pozornosť, je šelf Barentsovho mora. Jeho v. časť patrí

* Ing. Dušan Ďurica, Český geologický úřad, Lazarská 7, 111 39 Praha.
** RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., Ústřední geologický ústav, Hradební 9, 118 00 Praha.

ZSSR, z. časť, zahrňujúca súostrovie Špicbergy, patrí Nórsku. V marci 1974 uzavreli obe krajiny dohodu o rozdelení šelfu. Podkladom Barentsovho šelfu je pri s. brehoch Škandinávie na V bajkalsky mierne zvrásnený timanský aulakogén a na Z sv. pokračovanie škandinávskych kaledonníd. Timanský aulakogén má smer JV — SZ a sleduje z polostrova Kanin murmanské pobrežie Koly až po Varangerfjord. Ako sedimentačná oblasť vznikol súčasne s kaledónskou a uralskou geosynklinálou v strednom rifeiku. Vtedy sa obdobne ako neskôr v jure a spodnej kriede európsky kontinent rozostupoval v rade krýh oddelených klesajúcimi žľabmi a timanský aulakogén predstavoval diagonálnu spojku kaledónskej a uralskej geosynklinály. Táto spojka sa však vyvrásnila najskôr za bajkalského vrásnenia koncom proterozoika. Súčasne s timanským aulakogénom v strednom rifeiku založená geosynklinála škandinávskych kaledonníd sa vyvrásnila koncom silúru a rovnako súčasne v strednom rifeiku založená geosynklinála uralíd sa vyvrásnila až hercýnsky. Presné vzťahy kaledónskych a bajkalských štruktúr v základe Barentsovho šelfu sa však doteraz nepodarilo odhaliť. Z hľadiska prospekcie je dôležité, že do Barentsovho šelfu s. od plochých vrás timanského aulakogénu zasahuje z pečorskej syneklízy naftonosné a plynonosné staršie paleozoikum (kambrium až devón). Na ňom ležia sedimenty veľmi mierne zvrásneného mladšieho paleozoika, ktoré v súostroví Špicbergy tvorí široké brachyvrásy v smere S — J. Celková mocnosť sedimentov paleozoika a mezozoika sa v z. časti Barentsovho šelfu podľa seizmiky odhaduje na 4—5 km.

Terciér v z. časti Barentsovho šelfu chýba. Je pravdepodobné, že väčšina Barent-



Obr. 1. Prieskum uhľovodíkov v šelfových oblastiach európskych morí (1909—1973): 1 — oblasti, v ktorých sa už ťaží, 2 — oblasti, kde sa robia prieskumné vrty

sovho šelfu v okolí Špicbergov smerom na Lofoty bola (na rozdiel od šelfu lemujúceho južnejšie pobrežie Nórska) v terciéri súšou. Podľa seizmiky tvorí terigénny terciér (zložený zo zvetranín a detritu mezozoických hornín) až 2,5 km mocný klin ležiaci na pevninskom svahu klesajúcom na JZ od Barentsovho šelfu do Nórskeho mora.

Kontinentálny svah smeruje takmer priamočiaro od Špicbergov po Lofoty a od Lofot pozdĺž nórskeho pobrežia na JZ až po z. Nórsko (pri meste Molde). Tam sa horná hrana svahu otáča na Z pozdĺž s. a sz. okraja Hebríd. Medzi oblasťou Trondhjemu a Lofotami tvorí podnožie kontinentálnemu svahu podmorská plošina Vøring. Je to kryha kontinentálnej kôry, ktorá poklesla počiatkom terciéru pri otváraní s. Atlantického oceána. Jej povrch leží v hĺbke 1000—1500 m. Terigénny terciér na nej dosahuje podľa seizmiky mocnosť takmer 3 km a vystupuje po kontinentálnom svahu až na vonkajší okraj šelfu, kde sa vykliňuje. Na priľahlom nórskom šelfe terciér miestami vypĺňa koryto rovnobežné s hornou hranou kontinentálneho svahu. V j. časti plošiny Vøring zistila seizmika vnútri vrstiev patriacich k terciéru diapíry.

Diapírové štruktúry vyznačujú postorogénnu panvu na šelfe j. časti Severného mora, t. j. v pokračovaní severonemeckej oblasti diapírov zechsteinskej soli, ktoré sa dostali do pohybu v jure. Halokinesi prerázdza seizmický prieskum aj v ústrednej a v. (jutskej) panve Severného mora. Vytláčanie soľných diapírov pokračovalo podľa prejavov v Severnom mori aj v terciéri a miestami vytvorilo napr. puklinový kolektor s veľmi poréznou, ale inak veľmi málo priepustnou písacou kriedou dánu (na ložisku Ekofisk v nórskom sektore a na ložisku Dan v dánskom sektore). Aj diapíry v terciérnych vrstvách plošiny Vøring môže budovať permská soľ. Celková mocnosť sedimentov dosahuje podľa seizmiky na plošine Vøring asi 6 km.

Mezozoikum plošiny Vøring je pokračovaním transgresívneho mezozoika, ktoré je v podklade paleogénu pod vonkajšou časťou priľahlého nórskeho šelfu. Toto mezozoikum siaha na S do oblasti Barentsovho mora, kde vystupuje jura a spodná krieda na ostrove Andø v Lofotách. Podľa seizmického prieskumu dosahuje na nórskom šelfe mocnosť až 2,7 km a vo Vestfjorde, ktorý oddeľuje j. Lofoty od Škandinávskeho polostrova, až vyše 4 km. Výskum mezozoika na ostrove Andø ukazuje, že jeho terigénne, v spodnej časti sladkovodné, uhľonosné vrstvy boli súčasťou rozsiahleho bazénu ležiaceho východnejšie. Zdrojom jurských sedimentov, ktoré sa hromadili pod vplyvom výrazných jurských pohybov vnútri epihercýnskej platformy, bol mohutný pieskový pokryv (asi old red sandstone), ktorý ešte v jure pokrýval vo veľkom rozsahu okolnú pevninu včítane Škandinávie. Ešte vrchnokriedová fácia písacej kriedy v Dánsku a v Jutskom bazéne v. Severného mora ukazuje, že koncom mezozoika staré horniny škandinávskeho fundamentu asi vo veľkej miere pokrývalo more. Pojurský zdvih Škandinávie hrá zrejme význačnú úlohu pri vzniku severomorských kolektorov uhľovodíkových ložísk.

Aj keď sa výskum hlbinnými vrtmi na nórskom a Barentsovom šelfe ešte len pripravuje, seizmické merania a plytká sondáž priniesli spolu s hlbinnými vrtmi v otvorenom oceáne (program Joides) veľmi zaujímavé výsledky týkajúce sa najmä severoatlantických štvrtohôr. Na výskume sedimentov oceánskej časti severného Atlantického oceána sa seizmicky v ostatných rokoch v stále väčšej miere zúčastňuje aj ZSSR.

O výsledkoch výskumu kvartéru na severoeurópskych šelfoch hovoríme preto, aby čitateľ získal predstavu o jeho povahe a rozsahu. Zaľadnenie sa začalo v oblasti s. Atlantického oceána v strednom pliocéne, teda asi pred 3 miliónmi rokov. Kvartér s pliocénom a miestami aj miocénom tvorí v celej oblasti s. Atlantického oceána jednotný sedimentačný cyklus ležiaci nesúhlasne na paleogéne a starších vrstvách. Škandinávsky ľadovec pokrýval takmer do konca glaciálu skoro celý škandinávsky šelf. Výrazné neskoroglaciálne čelné morény zanechal na šelfe len pri j. pobreží Nórska.

Vnútorné príbrežné pásmo škandinávskeho šelfu, ktoré lemuje pobrežie do hĺbky mora asi 50 m, má skalnaté dno s veľmi nepravidelným povrchom. Väčšinu šelfu však tvorí vonkajší šelf, siahajúci miestami až do hĺbky 500 m. K nemu patrí nielen vnútorná časť Vestfjordu pri Lofotách, lež aj šelf Barentsovho mora. Vonkajší šelf je

na rozdiel od vnútorného pokrytý štvrtohorami súvisle. Štvrtohory ležia diskordantne na mezozoiku a paleogéne (vrátane eocénu). Reliéf vonkajšieho šelfu má ploché vyvýšeniny a priehlbne. Väčšinou ho pokrýva hlina spodných morén škandinávskeho ľadovca, ktorá obsahuje úlomky a bloky kryštalinika a paleozoika Škandinávskeho polostrova. Na vyvýšeninách dna je kvartérny pokryv tenší, v spodnej moréne sú časté bloky a detrit mezozoika a terciéru. Táto spodná moréna s prímesou hornín mezozoika a terciéru je viac-menej autochtónna a ukazuje na zloženie podkladu, zatiaľ čo spodná moréna s troskami starších hornín pochádza zo Škandinávskeho polostrova, kde je rovnako veľmi rozšírená.

Ako v celom s. Atlantickom oceáne je aj na povrchu vonkajšieho šelfu roztrúsených veľa blokov, ktoré v neskorom glaciáli priniesol ľadovec. Všade sú medzi nimi horniny z okolia Oslo, ktoré ukazujú, kadiaľ prechádzal koncom glaciálu hlavný odtok ľadu na J. V hĺbke 50—90 m sú na vyvýšeninách dna šelfu postglaciálne blokové, kamenisté a štrkové rezíduá z morén. Vznikli prúdením a vlnením. Vyplavený piesok a íl vyplnili sčasti depresie dna včítane najhlbších častí nórskeho kanála. Nórsky kanál lemuje pobrežie j. Škandinávie od Oslo až po vonkajší okraj šelfu Severného mora z. od ústia Sognefjordu. Je to depresia na povrchu šelfu dlhá 900 km, široká 60—80 km, s hĺbkou mora 300—700 m. Mocnosť kvartéru vo vonkajšej časti škandinávskeho šelfu v Atlantickom oceáne je podľa seizmiky v nórskom kanáli v Skagerraku asi 380 m a pri z. pobreží Nórska asi 250 m. Medzi pobrežím pri Trondheime a Lofotami dosahuje mocnosť kvartéru na vonkajšom šelfe až 400 m. Hrubé postglaciálne rezíduá dokazujú, že v neskorom glaciáli bola hladina mora takmer o 100 m nižšie ako v súčasnosti.

Pobrežné štáty začínajú v rastúcej miere venovať pozornosť aj dnu Baltského mora. Podstatou jeho stavby je na JV široká nesúmerná panva staršieho paleozoika a mezozoika, ktorej os je pri j. pobreží Baltu a j. krídlo na ruskej tabuli. V j. časti panvy (pri Kaliningrade) leží karbón a perm na staršom paleozoiku včítane devónu so slabou diskordanciou. Vrty v s. časti ostrova Rujana dokázali, že červená jalovina leží na vrásnenom ordoviku až vrchnom karbóne. Až sem teda pokračujú výrazné prejavy hercýnskych pohybov. Po uzavrení podniku na výrobu oleja z bitúminóznych bridlíc v Kvarntorpe bol pripravený projekt na prieskum švédskeho sektoru Baltu. Nádejné štruktúry sú j. od Švédska a j. od ostrova Gotland. Paleozoikum má v týchto oblastiach mocnosť asi 3 km. Koncom r. 1973 sa malo postupne realizovať asi 8 vrtov v mori. ZSSR hĺbi vrty v mori pri Klajdepe. PLR a NDR zatiaľ začali len seizmický prieskum. Chystá sa spoločný program RVHP.

Na rozdiel od Severného mora, v ktorom terciér s mocnosťou niekoľko km zasahuje osovou priekopou pozdĺž hranice britského a nórskeho sektoru od s. okraja šelfu vyše 100 km ďaleko do Holandska a Nemecka, nemá šelf v okolí Shetland a Orknejí poväčšine nielen terciérne, ale ani kvartérne vrstvy. Na dne mora medzi Škótskom, Shetlandmi a Orknejami vystupuje na mnohých miestach kaledónsky vrásnené paleozoikum a staré horniny ako vo vnútornom pásme nórskeho šelfu. Terciér je aj z. od Shetland a Hebríd podobne ako pri jz. okraji Barentsovho šelfu medzi Špicbergmi a Lofotami a medzi Lofotami a z. Nórskom sústredený na kontinentálnom svahu a jeho úpätí. Na šelfe možno nájsť terciérne vrstvy len v tesnom susedstve kontinentálneho svahu. V kaledónsky zvrásnenom fundamente sú v okolí Shetland a Orknejí zaklesnuté priekopy s dosť mocným mezozoikom. Je to najmä výrazná priekopa rovnobežná s hranou kontitentálneho svahu z. od Shetland. Mocnosť mezozoika v nej dosahuje podľa seizmiky 3 km. Rovnako v prielive Minch medzi Hebridami a Škótskom sa zistilo tektonicky zaklesnuté mezozoikum, podobne ako v Porcupine Bight zjz. od Írska, v Cardigansko m a Bristolskom bazéne Keltského mora medzi Anglickom a Írskom a v bazéne Westerm Approaches v kanáli La Manche j. od Plymouthu. Vnútri týchto bazénov zistila seizmika aj prejavy soľnej tektoniky. Na rozdiel od priekop severnejších častí atlantického šelfu (s výnimkou ústrednej priekopy Severného mora) však bazény v j. okolí Írska, v Keltskom mori a v kanáli La Manche obsahujú aj terciérne vrstvy, ktorých mocnosť smerom k okraju šelfu

(na JZ) rastie. Hľadanými nádržnými horninami v atlantickom šelfe sz., z. a jz. od Britských ostrovov sú pieskovce permotriasu, jury a piesky kriedy a terciéru.

Vrtný prieskum v mori atlantického šelfu Britských ostrovov sa začal v r. 1969. Dva negatívne vrty boli vyhĺbené vo východoírskej panve Írskeho mora asi 50 a 65 km sz. od Liverpoolu, väčší počet vrtov v cardiganskej panve Keltského mora až 300 km j. a jv. od írskeho Corku. Zistili sa významné prejavy plynu, ale po objavení ložiska Ekofisk (1969) a ložiska Forties (1970) v Sev. mori boli práce obmedzené.

V kanáli La Manche z. od Doverskej úžiny prebieha už dlhší čas aj francúzsky predbežný výskum menšieho rozsahu. Francúzske vrty sa zatiaľ v atlantickom šelfe obmedzujú na Biskajský záliv, t. j. na z. pokračovanie severnejšej z dvoch mezozoických panví skrytých pod terciérom v j. časti aquitanskej panvy. Ide o panvu Parentis. Terciér mocný až 2000 m prikrýva jz. od Bordeaux diskordantne málo mocnú, rovnako diskordantne ležiacu vrchnú a spodnú kriedu (mocnú až 6000 m), ktorá s 2000 m mocnou karbonátovou jurou a vyše 1000 m mocnými evaporitmi triasu buduje vlastnú parentiskú panvu. V j. časti panvy je asi slabá diskordancia aj medzi jurou a spodnou kriedou. Soľná tektonika parentiskej panvy má iba rudimentárny ráz. Predmetom vrtov bolo v prvej etape (1966—1968) pokračovanie elevácií, na ktoré sa viažu uhľovodíkové ložiská na pevnine, najmä naftové ložisko Parentis, asi 35 km j. od Arcachonu. Tento vrtný prieskum pokročil do mora asi na 16 km. V druhej etape (1969—1970) boli vyhĺbené tri vrty vzdialené asi 55 km z. od pobrežia v mori hlbokom 100—150 m. Ich cieľom bolo vymedziť parentiskú panvu ako celok na hornej hrane kontinentálneho svahu. Najhlbší z vrtov, Cormoran 1 (stredný), dosiahol 2488 m a skončil vo vrchnej jure. Severný (Albatros 1) prešiel vrchnou kriedou, spodnou kriedou, jurou a triasom a dosiahol v 1838 m paleozoický metamorfovaný fundament, v ktorom sa v hĺbke 2036 m ukončil. Južný z vrtov (Ibis 1) sa skončil v albe v hĺbke 3088 m. V s. a j. vrte boli prejavy uhľovodíkov. Na jz. pobreží Biskajského zálivu udelilo koncesie na prieskum Španielsko. Cieľom je z. pokračovanie j. okraja južnejšej mezozoickej panvy pod terciérom Aquitanie, t. j. panvy Adouru. Južnejšia panva, na ktorej v. ukončení leží francúzske plynové ložisko Lacq, má oproti severnejšej panve Parentis výraznejšiu diapírovú tektoniku. Vrty sa tu doteraz nehĺbili.

Pri jz. pobreží Pyrenejského polostrova udeľuje od r. 1969 prieskumné koncesie Portugalsko jednak v podmorskom pokračovaní mezozoika a terciéru epikontinentálnej lusitánskej panvy (v širšom okolí Lisabonu), jednak pozdĺž pobrežia j. Portugalska (mezozoikum oblasti Algarve). Seizmický prieskum naznačuje, že transgresívne mezozoikum a terciér v mori dosahujú pri portugalskom pobreží mocnosť vyše 6 km.

Na jz. pobreží Pyrenejského polostrova v Cádizskom zálive (v. od oblasti Algarve) rozvíja v príbrežných vodách Atlantického oceána od r. 1970 prieskum Španielsko na jz. sledovanie betickej terciérnej predhlbne. Pred ústím Guadalquiviru j. od Huelvy a z. od Cádizu bolo najďalej 40 km od pobrežia vyhĺbených niekoľko vrtov bez ekonomicky cenných výsledkov.

V oblasti Stredozemného mora dosiahol v príbrežných vodách Španielska veľmi dobré výsledky prieskum v oblasti delty Ebra. Začal sa v r. 1966. Aj keď je šelf medzi ústím Ebra a Valencie úzky, preniklo tu niekoľko vrtov až na 35 km od pobrežia. Vo v. časti tejto morrelskej panvy, ktorú buduje trias (s evaporitmi), karbonáty jury a spodnej kriedy, terigénny alb, apt a vrchná kriedа s transgredujúcim diskordantným mladším miocénom až pliocénom, bolo v r. 1970 objavené asi 30 km j. od ústia Ebra doteraz najväčšie španielske ložisko nafty Ampesta Marino. Vo februári 1973 sa z neho začalo ťažiť. Ložisko je v predmiocénnej brasti v rozpukaných biogénnych karbonátoch jury až spodnej kriedy, ktoré pokrývajú spodnokriedové pelity. Z hĺbky asi 1800 m sa ťaží ťažká nafta s viac ako 5 % S. Denná ťažba ložiska je okolo 4500 t. Zásoby ložiska nie sú veľké (niekoľko desiatok miliónov ton), takže stavba naftovodu na pevninu sa ukazuje ako nerentabilná. Asi 32 km vsv. od tohto ložiska bolo v mori hlbokom asi 91 m navŕtané pri báze mezozoika v hĺbke 2800 m menšie ložisko Castellon s menej sírnou naftou. Prieskum sa pripravuje zostúpiť do väčších hĺbok Baleárskeho mora (až 1000 m).

Francúzsko venuje v Stredozemnom mori veľkú pozornosť Lionskému zálivu. Je to ďalšia francúzska oblasť, kde sa aj vŕta. Ekonomicky cenné výsledky sa však ani tu doteraz nedosiahli. V Lionskom zálive sa v rokoch 1968—1969 hĺbili tri hlboké vrty na štruktúry mezozoika a treťohôr v languedockej (s. od Perpignanu) a camargueskej panve (dolná Rhôna). Vrty sú až 50 km od pobrežia. Vrty Sirocco 1 a Mistral 1 dosiahli pod prevažne pelitickým terciérom metamorfované paleozoikum. Vrt Mistral 1 dosiahol hĺbku 3569 m. Ukázalo sa, že centrum camargueskej panvy je pod Lionským zálivom. Po r. 1970 sa hĺbil vrt Tramontane 1, asi 30 km v. od vrtu Mistral 1. Pod 875 m mocným kvartérom a pliocénom prešiel peliticko-prachovými vrstvami miocénu s vložkami pieskovcov (do 2900 m). Miocén dole prechádza do peliticko-prachového oligocénu s 10 m mocným bazálnym zlepencom. Vrt dosiahol silne metamorfované paleozoikum, v ktorom vŕtal do 3481 m. Vrty a seizmika naznačujú, že v Lionskom zálive tvoria mladé sedimenty na fundamente rozsiahly dejekčný kužeľ, ktorého mocnosť na pevninskom svahu, t. j. približne na spojnici Barcelona — Toulon, dosahuje až 8 km.

Geofyzikálny prieskum morského dna uskutočňuje Francúzsko aj pri v. pobreží Korziky v Tyrrhenskom mori. Tyrrhenské more sa od pliocénu podobne ako iné bazény Stredozemného mora rýchlo prehĺbilo (azda pod vplyvom skoršieho prechodného vysušenia sprevádzaného vznikom evaporitov) a je z prieskumného hľadiska nesporne zaujímavou oblasťou.

Za veľmi perspektívny sa pokladá šelf medzi Maltou a j. Sicíliou. Je súčasťou Sicílsko-tuniskej podmorskej plošiny, ktorá obsahuje mocný terciér a mezozoikum. Prieskum mora v okolí ostrova Malta sa začal r. 1971. Cieľom vrtov, ktoré sa hĺbili v mori v r. 1971—1972, boli karbonáty triasu, jury a kriedy a pieskovce terciéru. Vrty v mori dosiahli maximálnu hĺbku 4572 m.

Taliansko sústredilo prieskum, financovaný predovšetkým talianskym kapitálom, v Jadranskom mori a v menšej miere v Iónskom mori. Jadranské more, najmä jeho talianska časť, sa po Severnom mori všeobecne pokladá za najsľubnejšie šelfové more západnej Európy. Hlavným predmetom prospekcie uhľovodíkov je piesčitý pliocén a kvartér vo v. pokračovaní Pádskej nížiny, ktorý miestami dosahuje mocnosť až 4 km. Druhým objektom prieskumu je pliocén zóny Marche — Abruzzi pri pobreží medzi Anconou a Monte Garganom. Geologicky mladé, postpliocénne pasce Jadranu sú na súši a v mori produktívne, a to najmä na plyn. Okrem oboch uvedených oblastí sa za nádejnú pokladá aj ústredná jadransko-apulská platforma pozdĺž talianskeho pobrežia Jadranu a jej rozsiahle dómy karbonátov triasu, jury a kriedy. Predpokladá sa, že zatiaľ čo jadranský neogén poskytuje najmä plyn, paleogén a vrchnokriedové vápence budú dávať skôr kondenzáty. Vo vrstvách karbonátov triasu a jury sa očakáva nafta. Prieskum talianskeho Jadranu pomocou vrtov sa začal na S asi r. 1960. Pri pobreží medzi Ravennou a Rimini sa zistilo do 40 km od pobrežia niekoľko menších plynových ložísk. Vrty dosahujú hĺbku až vyše 4,5 km (Diana Mare 1—4655 m). K hraničnej línii s Juhoslóviou vysunuté vrty Andrea 1 v. od Ravenny a Barbara 1 v. od Rimini dokázali plynonosnosť ústrednej časti Jadranu.

V pásme Marche — Abruzzi sa začalo v r. 1973 ťažiť ložisko San Giorgio Mare jv. od Ancony s vyťažiteľnými 3—4 miliardami m^3 plynu. V Iónskom mori bolo pri v. pobreží Kalábrie pri Cape Calonne vsv. od Catanzara (okrem menšieho severnejšieho ložiska plynu Ciro Mare pri Punta dell'Alice) navŕtané v neogénnych vrstvách v r. 1971 významné ložisko plynu Luna so zásobami asi 15 miliárd m^3. Zistené zásoby sa v talianskej časti Jadranského a Iónskeho mora teraz odhadujú na 100 miliárd m^3 plynu. Ťažba ložísk v mori dosiahla v r. 1972 asi 6 miliárd m^3.

V juhoslovanskej časti Jadranu hrá významnú perspektívnu úlohu severodalmatínska depresná zóna vyplnená neogénom, ktorá lemuje na vonkajšej strane ostrovnú časť Dinárskych hôr a pochovaný jadranský chrbát, ktorý ju na J oddeľuje od juhojadranskej depresie. Na stavbe tohto chrbta sa zúčastňujú kolektory karbonátového vrchného triasu, rozmanité fácie jury, karbonátová krieda a terciérne pieskovce a piesky. Štruktúrne pasce sú v juhoslovanskej časti Jadranu skôr staršie ako v ta-

lianskej časti, t. j. poväčšine pliocénne. V juhoslovanskej časti Jadranu sa začal seizmický prieskum v r. 1968 a hĺbenie prvého vrtu v mori (Jadran 1) v r. 1970. Ale už v roku 1967 sa hĺbili prieskumné vrty na ostrove Krk. Vrty v mori boli medzi Zadarom a ostrovom Dugi otok. Vrt Jadran 1 dosiahol za 5 týždňov konečnú hĺbku 2440 m, vrt Jadran 2 za 2,5 mesiaca 4636 m. Najhlbší (Jadran 3) dosiahol 4660 m.

V gréckych vodách sa uskutočňujú seizmické merania v lónskom mori, v Patraskom zálive (sz. od Peloponézu) a najmä v s. časti Egejského mora. V r. 1970 boli lokalizované dva vrty (až 25 km od pobrežia) v Solúnskom zálive. Ich cieľom bolo preskúmať transgredujúci morský terciér. Južnejší z vrtov (Thermanikos A 1) dosiahol v hĺbke 3660 m stredný eocén s prejavmi plynu. Severnejší (Thermopylae C 1) dosiahol v miocéne v hĺbke 3130—2440 m niekoľko polôh piesku s plynom a kondenzátom v neťažiteľnom množstve. Potom sa ťažisko prác presunulo na SV. V okolí ostrova Thasos skúmali vrty soľonosný miocén, ktorý leží na starom fundamente. Vrty z. od ostrova zistili v hĺbke 1658—1685 m v mladej tektonickej priekope tri miocénne a pliocénne pieskovcové obzory s priemyslovým prítokom kondenzátu a plynu a s prejavmi oleja. Pasce sa viažu na obvod a nadložie soľného diapíru. Tak ako v Španielsku aj v Grécku sa prvé ťažiteľné ložisko uhľovodíkov objavilo v mori. Ďalší vrt sa pripravuje jz. od ostrova Limnos. Mladé, rýchlo klesajúce priekopy s terciérom v oblasti Egejského mora sa pokladajú za jednu z najnádejnejších oblastí Stredozemného mora.

Turecko začalo vrtný prieskum v mori v Adanskom zálive vo v. Stredomorí. Jeho činnosť však rýchlo rastie a rozvíja sa aj v európskych vodách. V tureckej časti Egejského mora prebieha intenzívny seizmický prieskum medzi ostrovom Limnos a Malou Áziou, v Saroskom zálive (s. od Galipolského polostrova) a v Marmarskom mori. V r. 1973 sa mal začať vrt v Egejskom mori pred ústím Dardanel. Cieľom týchto vrtov je najmä terciér mladých priekop podobný terciéru tráckej panvy.

V Čiernom mori vyhĺbilo Turecko už v rokoch 1970—1971 dva vrty na prieskum terciéru asi 30 km od pobrežia a 80—100 km sz. od Istambulu. Zostali zrejme bez hospodárskeho úspechu. Južnejší z vrtov (Karadeniz 1) dosiahol 2593 m, severnejší (Igneada 1) 3132 m.

V bulharských pobrežných vodách bol v r. 1968 vyhĺbený vrt na v. pokračovanie naftového ložiska Tjulenovo s. od Varny. Dosiahol vo vápencoch a dolomitoch valanže v hĺbke 340—400 m naftu. Dáva asi 20 t nafty denne. Seizmický prieskum pokračuje vo Varnianskej zátoke, kde možno očakávať aj prvé vrty spoločného bulharsko-rumunského programu.

Seizmický prieskum prebieha aj v sovietskej sz. časti Čierneho mora v šelfovej oblasti jv. od Odesy a z. od Krymu a v Azovskom mori. J. od Odesy boli zistené zaujímavé štruktúry vo vrstvách kriedy a terciéru, pozornosť sa však venuje aj málo zvrásnenému paleozoiku v podloží. V r. 1971 sa začal asi 160 km jjv. od Odesy prvý sovietsky vrt v Čiernom mori Golicyna 1. Je situovaný v mori hĺbkom 30 m na elevácii, ktorá na SV nadväzuje na zónu naftových ložísk z. Krymu.

V sovietskej oblasti Kaspického mora sa ťaží nafta a plyn už od r. 1909. Najväčšie ložisko tejto oblasti Neftjannyje Kamni leží na j. hrane severokaspického šelfu vo vzdialenosti asi 120 km od pevniny. Ťaží sa z terciérneho piesku 20 000 t.

Náš výpočet zachycuje na základe príspevkov H. U. Harka a H. Schöneica (1973), materiálov bergenskej konferencie (1973), 8. svetového naftového kongresu (1971) a iných prameňov stav asi zo začiatku r. 1973. Možno povedať, že najintenzívnejšiu prieskumnú činnosť v súčasnosti vyvíja v okrajových moriach Európy Veľká Británia (Severné more) a v Stredozemnom mori Taliansko. Zdá sa, že z kapitalistických krajín postupuje najsústavnejšie Francúzsko. Je nesporné, že sa perspektívy európskych šelfových morí v súvislosti s naftou a plynom ešte len začínajú rozvíjať. Optimizmus, ktorý (na pozadí energetickej krízy) vyvolávajú nálezy, v Severnom mori je oprávnený len do takej miery, do akej vysoké investície, ktoré ložiská na šelfoch

vyžadujú, bude kompenzovať vysoká cena ropy alebo využitie prostriedkov a skúseností v budúcnosti inde.

Geologické perspektívy morských oblastí zemegule sa stále rozširujú. Možno povedať, že po etapách, ktoré predstavuje morská ťažba v Kaspickom mori, ktoré bolo jej kolískou od roku 1909, po Karibskom mori, Mexickom zálive je teraz v rozvoji jej techniky a technológie rad na Severnom mori. Ďalšou etapou technického pokroku v ťažbe ropy v mori, ku ktorej sa prieskum rýchlo približuje, bude prieskum kontinentálnych svahov a ich podnoží. Výskum sa totiž rýchlo približuje už k ťažbe v mori hlbokom okolo 1000 m. A po zvládnutí techniky hlbokých vrtov do oceánskeho dna v rámci programu JOIDES sa ako hlavný problém pokroku v mori vynára ťažba a doprava ťažených uhľovodíkov z mora na pobrežie. Po zvládnutí ťažby a dopravy sa teraz, po objave kryštalických hydrátov v hlbokých oceánskych priehlbniach (A. C. Jefremova — B. P. Žiščenko 1974) a po pokusoch ťažiť metán rozpustený v stojatých hlbinných vodách, otvárajú pred ťažbou uhľovodíkov v mori veľké, aj keď finančne a technicky náročné perspektívy.

Doporučené 12. V. 1974
Odporučil I. Pagáč

LITERATÚRA

Dlabač, M. 1974: Ložiska ropy a plynu pod Severním mořem. Geol. průzk., 16, 15—17.

Ďurica, D. — Roth, Z. 1973: Tendence v zabezpečování potřeb ropy a zemního plynu v NSR. Geol. průzk., 15, 283—284.

Ďurica, D. — Roth, Z. 1975: Úspěchy prospekce na ložiska uhlovodíků na atlantském šelfu Evropy. Geol. průzk., 17, 2, 48—50.

Edwards, M. B. 1973: Gravel on the Svaldbard Bank. [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

Erza, D. J. 1973: Die Zukunft der Europäischen Energieversorgung. Jahrbuch f. Bergbau, Energie, Mineralöl u. Chemie (Essen), 81, s. 1—35.

Gluško, V. V. — Dikenštein, G. Ch. — Šmidt, K. 1974: Kalenonidy ostrova Rjugen. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 214, 4, S. 885—887.

Hark, H. U. — Schöneich, H. 1973: The Continuing Search for Hydrocarbons on the European Continental Shelves from early 1969 to Mid 1973. Annuaire de l'Europe Petroliere (1973) (Hamburg), pp. 21—39.

Holtedahl H., 1973: Pleistocene and Recent Sediments of the Continental Margin of Norway. [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

International Map of Natural Gas Fields in Europe 1 : 2 500 000. Genève — Hannover 1972.

Jefremova, A. G. — Žiščenko, B. P. 1974: Obnaruženie kristallgidratov gazov v osadkach sovremennych akvatorij. Dokl. Akad. SSSR, 214, 5, s. 1179—1181.

Jovčev, J. S. 1965: Osnovy geologii i poleznye iskopaemye territorii N. R. Bolgarii. Sofia.

Laughton, A. S. et al. 1970: Deep Sea Drilling Project, Leg 12. Geotimes (Washington), pp. 10—14.

Laughton, A. S. 1973: Tectonic Evolution of the NE Atlantic. [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

Sellevoll, M. A. 1973: Seismic refraktion and continuous seismic profiling on the continental margin off Norway between 62 °N and 69 °N. [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

Siedlecka, A. 1973: Late Precambrian stratigraphy and structure of the NE margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark — Timan Region). [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

Sundvor, E. 1973: Seismic refraction and reflection measurements in the southern Barents Sea. [Abstrakt.] Konferencia o naftovom výskume, Bergen 1973.

The off-shore oil of Azerbaijan. VIII. World Petroleum Congress, Moscow 1971.

Vasiljev, V. G. — Makogon, J. F. — Trofimjuk, A. A. — Čerskij, N. V. (uprav. Z. Roth) 1973: Ložiska plynu v pevném stavu. Věst. tech. — ekon. informací a patentů (Brno), 3/73, s. 279—286.

KRONIKA

Hugo Böckh (1874—1931)

Narodil sa 15. júna 1874 v Budapešti v rodine známeho uhorského geológa Jána Böckha, riaditeľa maďarského geologického ústavu v Budapešti. Vysokoškolské štúdiá absolvoval na budapeštianskej univerzite. Po skončení štúdií sa stal roku 1896 asistentom vynikajúceho mineralóga Alexandra Schmidta na mineralogicko-geologickej katedre vysokej školy technickej v Budapešti. Tam pôsobil až do roku 1898, keď dostal diplom profesora pre stredné školy a odporúčanie na uvoľnené miesto na Katedre mineralógie a geológie Baníckej a lesníckej akadémie v Banskej Štiavnici. Pred odchodom do Banskej Štiavnice vyslali H. Böckha do Mníchova, kde počúval prednášky známych nemeckých geológov R. Hertwiga, P. Grotha, K. Zittela, E. Weischneka. Prípravné štúdium zavŕšil dizertačnou prácou a získal doktorský diplom s vyznamenaním.

Roku 1899 nastúpil na miesto mimoriadneho profesora na banskoštiavnickej akadémii a o rok neskôr ho vymenovali za banského radcu a riadneho profesora. Na svojom pôsobisku významne rozšíril knižnicu a nerastné zbierky získali jeho zásluhou európsku úroveň. Už roku 1903 vydal prvý diel učebnice geológie a roku 1909 ju dokončil vydaním druhého dielu. Po rozdelení katedry roku 1912 sa H. Böckh stal vedúcim katedry geológie a náuky o ložiskách. Medzičasom bol v novembri 1910 vymenovaný za hlavného banského radcu a riadneho profesora 1. triedy.

Popri pedagogickej práci sa H. Böckh veľmi intenzívne venoval aj vedeckému výskumu geologických pomerov štiavnickej oblasti. Jeho predchodcovia J. Petrko a J. Szabó mu ukázali, s akou láskou a zanietením má pokračovať v ich práci pri geologickom výskume tejto oblasti. Dva roky po príchode do Banskej Štiavnice vydal pri príležitosti exkurzie členov uhorskej geologickej spoločnosti do štiavnickej oblasti prácu o vekových vzťahoch vulkanických hornín v okolí Banskej Štiavnice, ktorá bola výsledkom jeho podrobného výskumu. H. Böckh však počas pôsobenia na akadémii robil aj geologický výskum iných oblastí. Roku 1901 študoval so Schafarzikom Švajčiarske Alpy a roku 1903 ho maďarský geologický ústav poveril geologickou reambuláciou pohoria Kodra. Na požiadanie Rimamuránsko-salgótarjánskej spoločnosti skúmal ložiská železnej rudy v Železníku a Hrádku. V rokoch

1905—1907 z poverenia geologického ústavu robil výskum južných svahov Spišsko-gemerského rudohoria. Správy o výskume publikoval prevažne v ročenkách maďarského geologického ústavu, kde sa objavovali aj jeho správy o mineralogických nálezoch, najmä jánosite a fichtelite. H. Böckh sa veľmi zaslúžil aj o otváranie nových ložísk nerastných surovín, najmä o prieskum ložísk uhlia a magnezitu. Roku 1910 ho maďarské ministerstvo financií poverilo výskumom ložísk ropy a zemného plynu v Sedmohradsku, ktorý sa skončil veľmi úspešne.

Roku 1911 dostal Böckh za zásluhy Rad železnej koruny III. stupňa. Tento úspech ho priviedol na novú vedeckú dráhu, zameranú výlučne na výskum uhľovodíkov. Výskum ho stále viac odpútaval od pedagogickej práce, a tak ho roku 1914 preložili z Banskej Štiavnice na ministerstvo financií do Budapešti, aby sa mohol venovať len výskumu. Súčasne ho vymenovali za ministerského radcu, čo ho zaväzovalo prevziať výskum uhľovodíkov úplne do vlastných rúk. So spolupracovníkmi študoval potom geologickú stavbu ložiskových oblastí ropy v Sedmohradsku a neskôr uskutočňoval výskum uhľovodíkov na celom území Uhorska. Na výskum uhľovodíkov využil H. Böckh s veľkým úspechom Eötvösove kyvadlové váhy, ktoré práve jeho zásluhou našli veľké uplatnenie pri vyhľadávaní ložísk uhľovodíkov a soli na celkom svete. Keď sa H. Böckh dozvedel o Medlenovom objave zemného plynu v Gbeloch, spoločne s Pappom preskúmal celý okolitý terén, lebo predpokladal, že okrem plynu môže byť v gbelskej oblasti aj ropa, a navrhol podrobný vrtný prieskum. Už v januári 1914 navŕtali ložisko ropy v hĺbke vyše 150 m. Do skončenia I. svetovej vojny tam urobil viac ako 60 vrtov, z ktorých len tretina bola negatívna.

Okrem výskumu uhľovodíkov mal H. Böckh aj ďalšie veľkorysé plány. Na výrobu hliníka na vojenské účely navrhol využiť alunity z Berehova. Pokusy s výrobou v bratislavskej Nobelovej továrni na konci I. svetovej vojny sa skončili s dobrými výsledkami. Veľké úsilie vynaložil na modernizáciu uhorského baníctva a podnikol kroky na uskutočnenie mnohých veľkých investícií.

Roku 1916 ho ministerstvo financií poverilo vedením X. hlavného odboru. Nasledujúceho roku dostal za vojenské a občianske zásluhy Železný kríž II. triedy a potom roku 1918 prevzal miesto ústredného riaditeľa maďarských štátnych banských monopolov a banských výskumov. Ešte v tom istom roku ho vymenovali za zástupcu štátneho tajomníka a o rok neskôr za štátneho tajomníka.

Roku 1921 odišiel H. Böckh zo štátnych služieb a pracoval v rozličných zahraničných spoločnostiach pre výskum ložísk zemného plynu a ropy. Roku 1923 ho spoločnosť Anglo Persian Oil Company Ltd. vyslala ako svojho poradcu na veľkú trojročnú zahraničnú cestu do Iránu. Potom na pozvanie spoločnosti Turkish Petroleum Company Ltd. v rokoch 1925—1926 pracoval ako vedúci medzinárodnej komisie na výskumoch v Iraku. Roku 1926 bol opäť v Iráne. V septembri však odišiel na 15 mesiacov do Guatemaly, Kolumbie, Venezuely a na ostrov Trinidad na geologickú expedíciu. Roku 1928 študoval ložiská v Albánsku a odtiaľ odišiel znovu do Iránu.

V júni 1929 sa na pozvanie maďarského ministerstva poľnohospodárstva vrátil späť do vlasti a 9. októbra 1929 v hodnosti zástupcu štátneho tajomníka prebral dedičstvo svojho otca a stal sa riaditeľom maďarského geologického ústavu. Spočiatku pracoval na reorganizácii ústavu a novej metodike výskumu. Svojimi skúsenosťami a vedomosťami oboznamoval maďarských odborníkov v publikovaných štúdiách a v rade hodnotných prednášok. S veľkým elánom pracoval aj na obnove geologických výskumov. Medzitým odišiel nakrátko na pozvanie do Anglicka a niekoľko mesiacov pred smrťou sa zúčastnil aj na zasadnutí Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Československu. Zomrel uprostred tvorivej práce 6. decembra 1931. Maďarská geológia v ňom stratila vedca svetového mena, vynikajúceho profesora, skúseného geológa a dobrého človeka.

Ivan Herčko

Mineralia slovaca, 7 (1975), 1—2, 139—140

František Schafarzik (1854—1927)

Narodil sa 20. marca 1854 v Debrecíne v Maďarsku. Po stredoškolských štúdiách v Nagyszebene pokračoval v štúdiu na filozofickej fakulte budapeštianskej univerzity, kde sa roku 1876 stal asistentom profesora Szabóa na katedre geológie. Pôsobenie po boku tohto vynikajúceho profesora malo veľký vplyv na jeho ďalší vedecký rast. Už Schafarzikova asistentská práca sa zamerala na petrografický opis vulkanitov, čo bolo predpokladom, aby sa stal dobrým Szabóovým nástupcom. Po získaní diplomu stredoškolského profesora roku 1877 získal čoskoro (r. 1881) aj diplom doktora filozofie a do roku 1882, keď sa stal členom maďarského geologického ústavu, pôsobil ako asistent na univerzite. Počas asistentských rokov vykonával rozsiahlu vedeckovýskumnú činnosť.

Do tohto obdobia patrí aj jeho iniciatívna činnosť vzťahujúca sa na pozorovanie a štúdium zemetrasení. S veľkou usilovnosťou sa dal do štúdia dovtedy úplne zanedbávaného pozorovania zemetrasení a už roku 1880 uverejnil prvú prácu o juhouhorskom zemetrasení v roku 1879. Neskôr sa zaoberal sedmohradským zemetrasením z roku 1880 a štúdiom ďalších. V tých rokoch študovali zemetrasenia aj iní vedci, a preto Schafarzik pokladal za potrebné zjednotiť vedecké pozorovania zemetrasení a z jeho iniciatívy bol 9. novembra 1881 založený seizmologický výbor geologickej spoločnosti na čele s *Jozefom Szabóom*. Už na prvej medzinárodnej seizmologickej konferencii roku 1901 v Strasburgu prednášal Schafarzik, vtedy už ako predseda seizmologického výboru, o výsledkoch práce tohto výboru od roku 1882 a o vzorne spracovanom katalógu makroseizmických pozorovaní. Po návrate zo Strasburgu inštalovali v suteréne uhorského geologického ústavu strasburský seizmograf a odvtedy sa začala stála mikroseizmická služba, ktorú neskôr prevzali špeciálne ustanovizne. No Schafarzik sa aj naďalej venoval seizmológii.

Po vstupe do uhorského geologického ústavu roku 1882 sa zmenila dovtedajšia vedecká činnosť Schafarzika. V programe tejto inštitúcie, ktorú viedol Ján Böckh, bolo podrobné geologické mapovanie krajiny. Výskumná činnosť F. Schafarzika, zameraná najmä na petrografický výskum mladých eruptívnych hornín, sa musela rozšíriť na otázky štúdia stratigrafie a geologickej stavby horstiev. V ústave strávil

F. Schafarzik 22 rokov a pokračoval v práci, ktorú započal v Krassó-szörénskom pohorí. Roky, ktoré tu pôsobil, priniesli okrem prác na geologickom mapovaní aj celý rad ďalších vedeckých úspechov. Veľkú časť spomenutej práce so štúdiom seizmológie robil už v lone ústavu. Roku 1875 ako suplujúci profesor vstúpil do geologickej spoločnosti, ktorá ho roku 1883 zvolila za druhého tajomníka. V tejto funkcii redigoval do roku 1885 nemeckú časť ročenky Földtani Közlöny. Roku 1888 z poverenia prírodovedeckej spoločnosti vydal I. časť Rukoväti výletníkov, ktorá obsahovala Návod na mineralogické a geologické zbery a bola niekoľko desaťročí jedinou príručkou svojho druhu v maďarskej odbornej literatúre. V rokoch 1895—1896 dokončil popri riadnom geologickom mapovaní reambuláciu geologickej mapy — list Budapešť — Szent Endre, v mierke 1 : 75 000.

F. Schafarzik počas pôsobenia v ústave vykonal aj mnoho zahraničných študijných ciest. Roku 1886 precestoval spolu s Móricom Déchym stredné horské hrebene Kaukazu, Dagistan, ropné polia v Baku, časť Arménska, ako aj okolie Carihradu a Brussy. O tri roky neskôr študoval okolie Neapola v Taliansku.

Roku 1891 sa Schafarzik habilitoval na budapeštianskej technike za súkromného profesora technickej geológie. Po habilitácii začal činnosť ako súkromný profesor na technike, vedeckovýskumnú činnosť zameral na petrografiu praktického zamerania a popri mineralógovi Alexandrovi Schmidtovi prevzal celú výuku geológie na technike. Až po Schmidtovej smrti roku 1904 prevzal katedru geológie. Dobudoval zbierky a odbornú knižnicu katedry a zostavil vysokoodborné prednášky pre poslucháčov techniky, čerpajúc pritom z vlastných bohatých skúseností. Jeho katedra sa roku 1909 presťahovala do nového ústavu a podľa vlastných Schafarzikových plánov dostali v nej dôstojné miesto aj petrografické, ložiskové a paleontologické zbierky, ktorých dve tretiny sám zozbieral a získal, ako aj odborná knižnica, obsahujúca okolo 9000 zväzkov. Tu vybudoval optické a chemické laboratórium, v ktorom sa robili analýzy najlepších odborných prác.

F. Schafarzik popri pedagogickej práci vykonával aj dôležité funkcie. Od roku 1904 bol podpredsedom uhorskej geologickej spoločnosti, potom v rokoch 1910—1916 jej predsedom a roku 1918 ho zvolili za jej čestného člena. Aj akadémia vied ho roku 1916 zvolila za riadneho člena a za predsedu IV. sekcie. Bol tiež členom rady univerzity a členom výborov prírodovedeckej spoločnosti a krajinského baníckeho a hutníckeho spolku. V posledných rokoch hral dôležitú úlohu aj v redakčných prácach ročenky Földtani Közlöny. Zaslúžil sa o založenie hydrologickej odbornej sekcie geologickej spoločnosti, v ktorej bol od roku 1920 predsedom.

Roku 1926 zanechal F. Schafarzik katedru na technike a odišiel do výslužby s plánom napísať svoje celoživotné dielo o geológii pohoria Krassó-Szörény a Pojany-Ruszka. Prácu však nedokončil, pretože 5. septembra 1927 zomrel.

F. Schafarzik bol jedným z geológov, ktorých odborné znalosti využívali v praxi. Už v roku 1884 vydal pojednanie o mlynských kolesách v Uhorsku. O rok neskôr publikoval spoločne s Alexandrom Gesellom katalóg hornín vhodných na umelecké a remeselné použitie. Z jeho ďalších podobných prác si zaslúži ešte zmienku súpis kameňolomov na území Uhorska, ktorý aj s mapovou prílohou vydal roku 1904. Práce z odboru kameňopriemyslu boli výsledkom jeho početných študijných ciest do Švédska a Nórska roku 1891, do horného Talianska a Istrie roku 1892 a o rok neskôr do Grécka.

F. Schafarzik má zásluhy aj na geologickom výskume Slovenska, najmä Spišsko-gemerského rudohoria. Jednou z jeho najcennejších prác vykonaných v okolí Rožňavy je rozlíšenie paleozoických hornín, ktoré podrobne rozčlenil, a vysvetlil pritom vznik rudných ložísk.

F. Schafarzik bol význačnou vedeckou osobnosťou. Za vedecké zásluhy bol už roku 1902 poctený titulom banského radcu. Tento titul spolu so záslužným krížom, ktorý získal v bosenskej okupácii, patrí k poctám zdobiacich jeho veľké vedecké zásluhy v rozvoji uhorskej geológie.

Ivan Herčko

K. A. Zipser — autor prvej topografickej mineralógie Uhorska

Bývalé Uhorsko, preslávené po stáročia trvajúcou ťažbou rúd drahých a farebných kovov, bolo v minulosti cieľom mnohých vedeckých ciest zahraničných prírodovedcov a montanistov, ktorí položili základy vedeckej topografickej mineralógie.

Veľmi priaznivé podmienky na systematický mineralogický výskum Slovenska sa vytvorili založením Banskej akadémie v Banskej Štiavnici. Už jeden z prvých profesorov akadémie Giovanni Antonio Scopoli podal roku 1774 obsiahly opis niektorých minerálov z Banskej Štiavnice a Hodruše, a bohato ho ilustroval kresbami. Rozsiahla a intenzívna bola aj vedecká činnosť Ignaca Borna, ktorý sa ako mineralóg preslávil katalogom svojej mineralogickej zbierky, vydaným pod názvom Lythophyllacium Bornianum. Z vedeckých ciest po Uhorsku zozbieral množstvo minerálov a svoje poznatky zaznamenával vo forme listov, ktoré posielal švédskemu montanistovi J. J. Ferberovi. Štyri z nich sa týkajú Slovenska a píše sa v nich o baniach Slovenského rudohoria, topografickej mineralógii stredného Slovenska a geologickej stavbe Západných Karpát.

Ďalšie spisy o nerastnom bohatstve Uhorska sú z pera iných význačných mineralógov a montanistov — Beckera, Deliusa, Esmarcka, Benku, Ferbera, Zaya, Fichtela, Haberleho, Kitaibela, Mohsa, Müllera von Reichensteina, Schönbauera, Sternberga, Townsona a ďalších.

Zaujímavé dielo o nerastoch Uhorska je od domáceho, banskobystrického profesora a neskôr aj riaditeľa vyššej evanjelickej dievčenskej školy Kristiána Andreja Zipsera (1783—1864), ktorý bol medzi geologickou verejnosťou známy ako výborný znalec tejto oblasti. K jeho výskumom pripojil svoje poznatky aj ďalší zaslúžilý prírodovedec Uhorska, banskoštiavnický rodák Jozef Jonas (1787—1821), správca mineralogických zbierok národného múzea v Pešti v úvode k Zipserovmu dielu Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungern (Sopron 1817). Jonas, i keď sám v tom čase pripravoval podobnú príručku (vydal ju rok pred svojou smrťou roku 1820), odporučil vydať Zipserovu príručku pre zberateľov nerastov. Hovoril o nej ako o povzbudzujúcom príklade, hoci v nej Zipser nepodal vyčerpávajúci opis všetkých mineralogických nálezísk v Uhorsku. Dovtedy však bola, ako uviedol

aj Jonas, najlepším dielom svojho druhu, zahrňujúcim všetky doterajšie poznatky o nerastoch Uhorska, rozptýlené v rozličných správach.

Kristián Andrej Zipser sa narodil 25. novembra 1783 v Rábe v Maďarsku, kde jeho otec, ľubietovský rodák, vykonával vojenskú službu. Po vysokoškolských štúdiách prírodných vied na univerzite v Bratislave získal Zipser doktorát filozofických vied. Svoju pedagogickú dráhu začínal ako učiteľ na protestanskej škole v Brne, no toto miesto čoskoro zamenil za miesto správcu v brnenskej továrni na súkno. Po jej zániku opustil Brno. Roku 1810 znovu nastúpil na učiteľské miesto na vyššej evanjelickej dievčenskej škole v Banskej Bystrici, ktorú založil a neskôr na nej pôsobil ako riaditeľ až do smrti. Zomrel 20. februára 1864 v Banskej Bystrici.

K. A. Zipser mal všestranné záujmy. Zaoberal sa aj numizmatikou, botanikou, ale pracoval najmä v mineralógii a paleontológii, pričom všetok svoj voľný čas venoval výskumu a zberu nerastov, hlavne na území Karpát. Navštívil aj Poľsko, Prusko, Korutánsko a ďalšie významné ložiskové oblasti a mineralogické náleziská v iných krajinách strednej Európy. Dopĺňal nielen vlastnú zbierku, ale aj mineralogické zbierky významných osobností, múzeí a vedeckých inštitúcií, čím si čoskoro vyslúžil zvučné meno nielen doma, ale najmä v zahraničí, kde ho niektoré univerzity poctili čestným doktorátom. Zipser sa veľmi dobre pohyboval v kruhoch odbornej verejnosti. Mal intenzívne styky s poprednými vedeckými osobnosťami, zúčastňoval sa na zasadaniach zahraničných vedeckých spoločností a vedeckých zhromaždení a bol členom desiatok zahraničných vedeckých spoločností, ako o tom svedčí aj zbierka členských diplomov uložená v jeho pozostalosti v Mestskom archíve v Banskej Bystrici.

Zipser bol vedecky veľmi plodným autorom práve v období, keď úsilie intenzívne využívať nerastné bohatstvo viedlo k vzniku prírodovedných spoločností. Sám dal na VII. zasadnutí spoločnosti lekárov a prírodovedcov 11. augusta 1847 podnet na založenie prvej geologickej spoločnosti v Uhorsku. Zipser okrem toho, že pôsobil v jednej z významných banských oblastí v Uhorsku, podrobne študoval aj minerály ďalších ložísk v početných banských oblastiach. Pri svojej práci sa dosť často stretával s požiadavkami banskej praxe, ktorá v tom čase začínala klásť dôraz na dôkladné poznanie geológie a mineralógie ložiska, aby sa predchádzalo predčasnému zastavovaniu banských prevádzok. Vyžadovali to aj úpravári a hutníci, ktorí pri hľadaní správnej technológie úpravy a zhutňovania rúd museli v prvom rade poznať chemické zloženie a vlastnosti minerálov a rúd. Dovtedajší sporadický geologický a mineralogický výskum nestačil všade, aspoň nie dôsledne, riešiť tieto naliehavé praktické úlohy. V Uhorsku dovtedy nebolo osobitnej inštitúcie, ktorá by bola tieto problémy riešila, takže Zipserova myšlienka musela zákonite nájsť uplatnenie. Aj účastníci šopronského zasadnutia ju prijali kladne a za podpory veľkorysého veľmoža kniežaťa Pavla Esterházyho navrhli hneď aj komisiu zloženú z navrhovateľa K. A. Zipsera, Augustína Kubínyiho, Františka Marschana a Jána Pettku. Komisia sa stretla 3. januára 1848 v rodnom dome riaditeľa peštianskeho prírodovedného múzea A. Kubínyiho vo Vidinej pri Lučenci, aby rokovala o založení a prípravách stanov tejto spoločnosti. Spoločnosť bola potom založená po nepokojných a búrlivých rokoch koncom mája 1850.

Vrátime sa však k najväčšiemu Zipserovmu dielu z roku 1817. V preklade má názov Pokus o topograficko-mineralogickú rukoväť Uhorska a venoval ho pamiatke významných nemeckých mineralógov Karola Cézara Leonharda, kráľovského bavorského tajného radcu, člena akadémie vied v Mníchove, a Jána Fridricha Ľudovíta Hausmanna, profesora v Göttingene. Táto práca bola našou prvou príručkou na mineralogické exkurzie pre cestovateľov a zberateľov produktov nerastnej ríše Uhorska.

V úvodnej časti príručky uviedol Zipser najnovší Wernerov systém vo forme, ako mu ho odovzdal H. M. von Madelsloh, kráľovský saský asesor banského úradu v Schneebergu. Samotná topografia je usporiadaná abecedne podľa nálezísk; k náleziskám je pripojené meno župy, jej majiteľa a opis minerálov známych z lokality.

Opisuje v nej mineralogický výskyt na 258 lokalitách, z čoho je 148 náleziska na Slovensku.

Ako zaujímavosť treba spomenúť, že Zipser podal v tejto topografii prvú správu o výskyte libetenitu, ktorý bol nájdený na Slovensku prvýkrát na svete. Minerál bol pomenovaný podľa nemeckého názvu náleziska Libethen (Ľubietová). Na tomto nálezisku sa vyskytoval vo forme tmavozelených kosoštvorcových kryštálov ako sekundárny minerál ľubietovských medenorudných žíl. Zipser ho uvádza pod názovm fosforečná meď a našiel ho banský správca Rössner v nepomenovanej opustenej bani na meď. Vo forme tabuľkových kryštálov ho našli aj v štôlni Ferdinand.

Pri spracúvaní prvej topograficko-mineralogickej príručky Uhorska zozbieral Zipser roztrúsené mineralogické správy o výskyte jednotlivých nerastov Uhorska a ich náleziskách. Tieto správy porovnal v prvom rade s novšími geognostickými a oryktognostickými poznatkami a doplnil ich vlastnými poznatkami, ktoré získal počas každoročných mineralogických ciest. Zostavenie mineralogicko-topografickej príručky bolo v tom čase aj pre Zipsera náročné, lebo záujem o mineralógiu z vedeckého hľadiska bol na Slovensku ešte malý a jemu dostupné údaje o nerastoch a ich náleziskách nemohol pokladať vždy za dôveryhodné. Preto prácu aj sám Zipser správne pokladal len za prvý pokus o topografické spracovanie mineralogických výskytov, ktorý v nijakom prípade nemohol byť vyčerpávajúci a úplný. Jeho snahou bolo dať priateľom mineralogickej vedy a zberateľom nerastov do rúk príručku, ktorá by im pomáhala topograficky zbierať nerasty v Uhorsku, a možno aj podnietiť ďalších vedcov spracúvať dokonalejšie mineralogicko-topografické diela z rozličných prameňov.

V januári 1818 sa v časopise Erneuerte Vaterländische Blatter objavila recenzia Zipserovej príručky. Autor recenzie Zipserovi vyčitoval, že sa čitateľ pri používaní príručky stretáva s mnohými problémami. Napr. keď chce vedieť, kde všade v Uhorsku sa istý minerál vyskytuje, musí prelistovať celé 439-stránkové dielo. Poznamenal, že by bolo bývalo vhodnejšie usporiadať nerasty vyskytujúce sa v Uhorsku abecedne a pri každom popri opise uviesť aj názvy nálezísk v abecednom poradí. Zipserovi vyčitoval, že ak by sa mal čitateľ z jeho príručky dozvedieť, aké nerasty sa v Uhorsku vyskytujú, musel by ju preštudovať celú. Recenzent Zipserovi tiež odporúčal, aby pri ďalšom vydaní príručky určoval tvary kryštálov s väčšou presnosťou, najlepšie podľa Haüyho, a aby nerasty vyskytujúce sa spoločne označoval presne. Vyčítal mu, že sa pri názvoch minerálov nepridržal zvyčajného pravopisu dôslednejšie. Nakoniec recenzent navrhol, aby sa všetky správy o nerastoch Uhorska, roztrúsené v dielach starších autorov, zozbierali v jednom diele — Bibliotheca mineralogica Hungarica. Do diela odporúčal pojať práce I. Borna, J. J. Ferbera a ďalších mineralógov, ako aj správy ďalších autorov, ktoré boli roztrúsené asi v 20—30 časopisoch o nerastopise Uhorska. Túto myšlienku začal po vydaní Zipserovej topografickej mineralógie realizovať správca mineralogických zbierok národného múzea v Pešti Jozef Jonas (1787—1821), ktorý vydal roku 1820 podobnú mineralogicko-topografickú prácu. Obidve príručky, teda Zipserova a Jonasova, boli však takmer štyridsať rokov jedinou topografickou mineralogickou literatúrou o nerastoch v Uhorsku. Až v roku 1859 ju obohatil univerzitný profesor Viktor Zepharovich (1830—1890) a roku 1873 ju doplnil druhým zväzkom. Po smrti zanechal takmer dokončený aj tretí zväzok, ktorý spolu s jeho manželkou doplnil a roku 1893 vydal profesor Friedrich Becke, jeho nástupca na nemeckej univerzite v Prahe.

Osobnosť a vedecká činnosť K. A. Zipsera si vzhľadom na jeho veľký prínos do vývoja mineralógie na Slovensku v 1. polovici 19. stor. vyžaduje ďalšie, podrobnejšie zhodnotenie.

Ivan Herčko

LITERATÚRA

Herčko, I. 1974: Banskoštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti. Z dejín vied a techniky na Slovensku, 8 (v tlači).
Kettner, R. 1964: Christian Andreas Zipser (1783—1864). Čas. mineral. geol., 9, s. 511—512.
Koch, A. 1902: A. Magyarhoni földtani társulat 50 éves müködésének története. Földt, közl., 32, s. 166.
Rieger, F. L. — Malý, J. 1873: Slovník naučný. X. Praha, s. 363.
Sziney, J. 1914: Magyar írók élete és munkái. XIV. Budapest, s. 1868—1870.
Zipser, Ch. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungern. Sopron.
Pozostalosť Ch. A. Zipsera v Mestskom archíve v Banskej Bystrici.

MINERALIA SLOVACA, roč. 7, č. 1—2

Vydavateľ a nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Redakcia: Geoprieskum-Mineralia slovaca, P. p. A-21, 040 51 Košice 1
Vytlačili: Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice v januári 1976, 9,00 VH.
Rukopis odovzdaný do tlačiarne v júli 1975.
Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs.
V ročníku 7 sa vydajú 4 čísla.
Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subscriptions and correspondence concerning advertisments be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 48, 805 32 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exhange basis.
For details please write ti the Editor.
Geoprieskum-Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice 1, Czechoslovakia

© Geologický prieskum Spišská Nová Ves, 1975

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Matula: Základné črty inžinierskogeologických problémov Havajských ostrovov 113
Igor Mucha: Niektoré otázky hydrogeologického prieskumu na inžinierske ciele 114
Arnold Nemčok: Klasifikácia svahových pohybov 115
Arnold Nemčok: Svahové pohyby vo vysokých pohoriach slovenských Karpát 115
Dušan Hovorka: Niektoré petrogenetické problémy západokarpatských bazitov 116
Jaroslav Štohl: Metalogenéza železorudných formácií v Zambii 116
Zdeněk Kukal: Sedimenty podmořských příkopů 118
Jaroslav Lexa: Geológia a petrológia ostrovov James, Jervis a Duncan v súostroví Galapágy 118
Jaroslav Hák: Největší stratiformní Pb-Zn ložiska Kanady 120
Jaroslav Hák: Ložiska cínu v juhovýchodní Asii 120
Jozef Malgot: Svahové pohyby na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska . 121
Tibor Mahr: Spôsoby sanácie svahových deformácií 122
Ivan Čillík: Ložisko Čelopeč a Gryničarica v Bulharsku 122

INFORMÁCIE

Viera Kleinertová: Výskum organickej hmoty na príklade vzoriek bridlíc z kryštalinika Malých Karpát 125

REFERÁT

Dušan Ďurica — Zdeněk Roth: Perspektívy prieskumu na šelfoch Európy . . 129

KRONIKA

Ivan Herčko: Hugo Böckh (1874—1931) 137
Ivan Herčko: František Schafarzik (1854—1927) 139
Ivan Herčko: K. A. Zipser — autor prvej topografickej mineralógie Uhorska . 141

RECENZIE

Dobrocev, N. I.—Sobolev, V. S.—Chlesttov, V. V.: Facije regionaľnogo metamorfizma-umerennych davlenij (D. Hovorka) 60
Verhoogen, J. — Turner, F. J. — Weiss, L. E. — Warhhajftig, C.: The Earth — an introduction to physical geology 70
G. V. Vojtkevič: Proischoždenije i chimečeska evoľucija Zemli (Pavel Kašpar) 90
V. V. Ljachovič: Redkie elementy v akcessornych mineraloch granitoidov (Pavel Kašpar—Jaromír Ulrych) 90

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