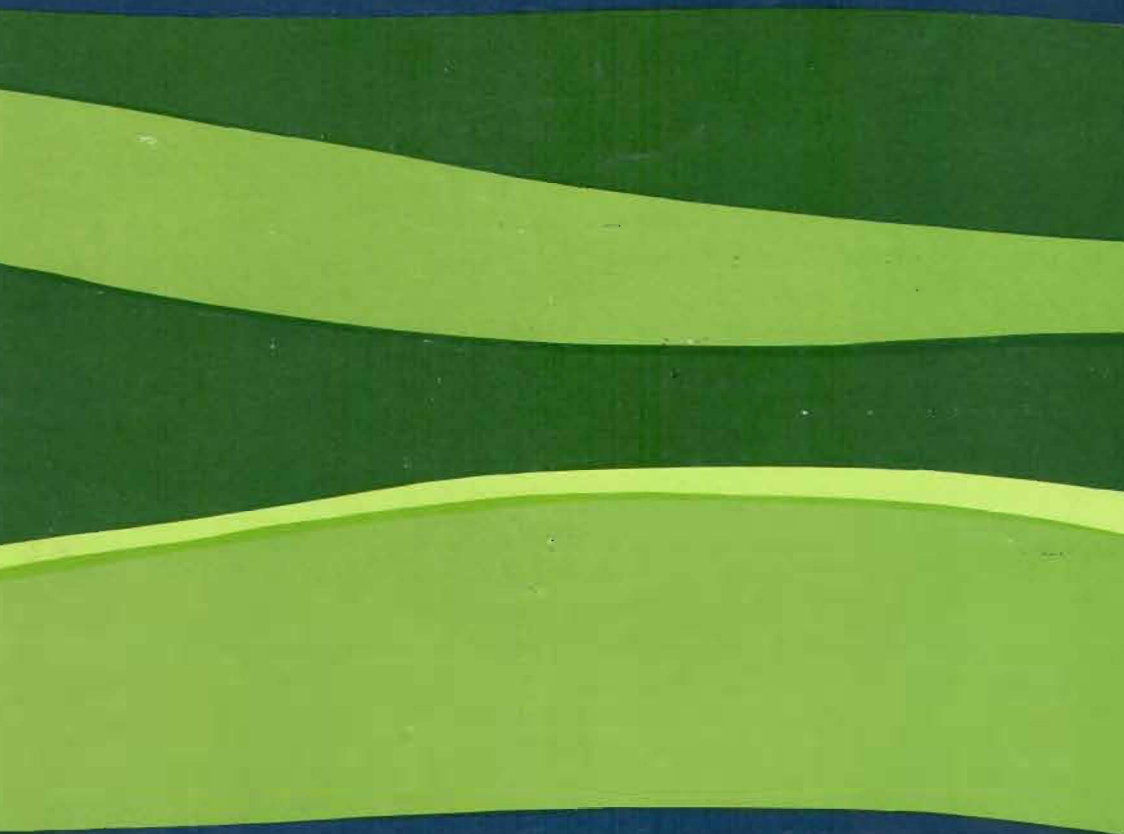


MINERALIA SLOVACA

19

1987

4



Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc.,
Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ,
prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc.,
Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slav-
kay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc.,
prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Dušan Hovorka — Štefan Méres — Jozef Krištín

Granáty pararúl centrálnej zóny Západ-
ných Karpát

Garnets from paragneisses of the central
zone of the West Carpathians
289

Ladislav Kamenický — Juraj Macek — Jozef Krištín

Príspevok k petrografii a geochemii grani-
toidov Malej Fatry

Contribution to the petrography and geo-
chemistry of granitoids in the Malá
Fatra Mts., West Carpathians
311

Juraj Macek — Ladislav Kamenický — Jozef Krištín

Novšie poznatky z mineralógie a geochemie
granitoidov Veľkej Fatry

Recent knowledge on mineralogy and
geochemistry of granitoids in the Veľká
Fatra Mts., West Carpathians
325

Oto Orlický — Jaroslav Lexa

Štúdium magnetických a paleomagnetick-
kých vlastností premenených hornín vrtu
LX-15 z oblasti Kremnických vrchov

Magnetic and paleomagnetic properties of
rocks in the LX-15 borehole, Kremnické
vrchy Mts., Central Slovakia
339

Rudolf Ďuďa

Gemmologická a genetická klasifikácia
drahých a ozdobných kameňov Slovenska

Gemmological and genetic classification of
precious and trim stones of Slovakia
353

AKTUALITY

NEWS

Zdeněk Doubek — Ján Jahn

Epsomit a hexahydrít z mezozoika tribeč-
skej série na juh od Nítry

Epsomite and hexahydrate in Mesozoic
rocks of the Tribeč Unit southernly from
Nitra, West Slovakia
351

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation page 3 of the cover

Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA*, ŠTEFAN MÉRES**, JOZEF KRISTÍN***

* Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

** Katedra geochémie PF UK, Paulfnyho 1, 811 02 Bratislava

*** Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 26. 11. 1986

Гранаты парagneйсов центральной зоны Западных Карпат

В парagneйсах Сухого, Малой Магуры и Малой Фатры, на основании морфологии, относительной величины, отношения к основным минеральным фазам, как и на основании механической и химической гомогенности гранатов, вычленяются различные типы. В обсуждениях приводим несколько возможных способов интерпретации их генезиса. Изучением свойств гранатов мы пришли к заключению, что интенсивность метаморфизма возрастает по направлению Сухого-Малой Магуры-Малой Фатры. В парagneйсах Малой Фатры было установлено наличие незональных высокотемпературных гранатов с относительно высоким (примерно 20 %) содержанием пироповой молекулы и низким содержанием окиси марганца, которые типичны для высокотемпературных участков амфиболитовой фации, или даже гранулитовой фации. На основании приведённых результатов неисключается в данных очагах (особенно в Малой Фатре) наличие протерозойских метаморфитов.

Garnets from paragneisses of the central zone of the West Carpathians

Several garnet types are distinguished in paragneiss samples of the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts. according to their morphology, relative size, relations to other mineral phases and to mechanical and chemical homogeneity. Several possible interpretations of garnet genesis are discussed. Investigations led to the conclusion that the intensity of metamorphism increases in direction from the Suchý Mts. through the Malá Magura Mts. to the Malá Fatra Mts. Unzoned high-temperature garnet with relatively high (20 %) content of pyrope constituent and low MnO content has been found to occur in paragneiss of the Malá Magura Mts. what is typical for the high temperature domain of the amphibolite facies or alternatively it may even be indicative for the granulite facies conditions. On the base of this knowledge the presence of Proterozoic rocks may not be excluded in the respective area (namely in the Malá Fatra Mts.).

Prítomnosť granátu v metasedimentoch amfibolitovej fácie v zóne jadrových pohorí (tatrická zóna) centrálnych Západných Karpát (pri ich členení na vonkajšie, centrálnu a vnútornú Západné Karpaty; Mock, 1978) je známa počas celej histórie ich moderného štúdia (Zoubek, 1936; Gorek, 1959; Ivanov — Kamenický, 1957; Kamenický in Maheľ et al., 1967 a iní). Granát tvorí najčastejšie len akcesorický minerál prevažne porfýroblastického vývoja v niektorých typoch pararuly. Autori v podstate len konšatovali prítomnosť granátu v pararulách, prípadne sa obmedzili na jeho morfológickú a zrnitosťnú charakteristiku.

Jediným pohorím, z ktorého v súčasnosti existujú aspoň orientačné údaje o niektorých vlastnostiach granátu metamorfitov rulového typu, sú Malé Karpaty. Z metasedimentov pezinsko-perneckej skupiny tu fyzikálne vlastnosti granátu a ich využitie pre genetickú interpretáciu granátu študoval Dyda (1980, 1981). Perčuk et al. (1984) konšatovali zonálnu stavbu granátu zo vzorky stauroliticko-granaticko-biotitovej ruly, ktorú v súlade s predstavami Cambela (1954) považovali autori za produkt polymetamorfných procesov (regionálna dynamická a kontaktno-termická metamorfóza). Granát kontaktno-termickej aureoly modranského masívu študoval aj Korikovskij et al. (1985). Zistil priamy typ chemickej zonálnosti granátu kontaktného rohovca.

Vozárová — Krištín (1985) definovali na základe zloženia granátu a biotitu podmienky metamorfnej rekryštalizácie v kontaktnej aureole alpského granitu v styčnej zóne veporika a gemerika. V granate slatvinského súvrstvia (vrchný karbón) zistili (l. c.) priamy typ zonálnosti.

Problemátike granátu izolovaného z hornín (po ich predchádzajúcom podrvení; metóda umelých šlicov) veporického kryštalinika sa venoval Greguš (1982). V súbore študovaných vzoriek uviedol aj výsledky štúdia granátu

z 2 vzoriek migmatizovanej pararuly. Keďže zistené rozdiely v zložení „tmavej“ a „svetlej“ zóny granátu sa analyzovali na úlomkoch granátových kryštálov, výsledky sa dajú interpretovať len v obmedzenom rozsahu.

V zóne vnútorných Západných Karpát granát z biotitickej plagioklasovej pararuly paleozoickej klátovskej skupiny študoval Spišiak — Hovorka (1984). Porfýroblasty granátu s prevládajúcou almandínovou molekulou v daných horninových typoch sa vyznačujú obráteným typom zonálnosti (so stúpaním obsahu MnO od stredu k okrajom kryštálov). V daných horninách sa zistil aj nezonálny granát. Koexistenčný vzťah s biotitom umožnil autorom definovať teplotné podmienky vzniku pararúl (a tým aj celého sedimentárno-vulkanického komplexu) klátovskej skupiny gemerika.

Charakteristika pararúl

Rôzne typy pararúl vystupujú v jadrových pohoriach i veporických jednotkách Slovenského rudohoria. Tvoria obal magmatitov granitovej série prevažne vrchnokarbónskeho veku. Existujú predstavy o prekambriickom (Zoubek — Máška, 1960; Kamenický in Maheľ et al., 1967; Kamenický — Kamenický, 1983) i staropaleozoickom (Zoubek, 1936; Cambel, 1954) veku pôvodných sedimentov pararúl. V súlade so Zoubkom (1936) následní autori považujú za protolit pararúl ílovité, resp. ílovito-psamitické sedimenty eugeosynklinálnej proveniencie. Naproti tomu podľa Hovorku (1975) protolitom metasedimentov pararulovej sekvencie boli droby a droby nižšieho rádu s vložkami hornín odlišnej litológie.

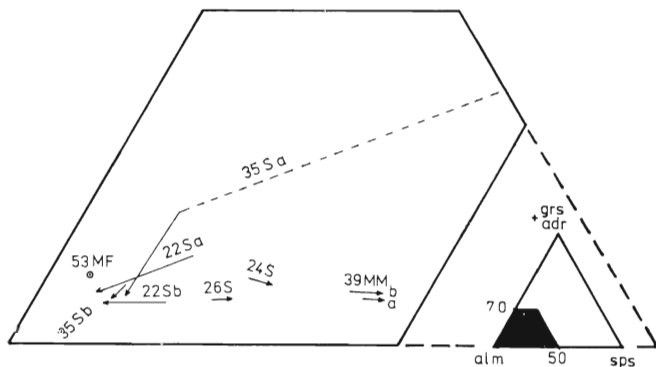
Zloženie pararúl centrálnej zóny Západných Karpát je: biotit + kremeň + plagioklas ± granát ± muskovit ± sillimanit ± ± staurolit ± amfibol. Zatiaľ čo horniny so základnou minerálnou asociáciou (Bt + Qtz + Plg) majú veľké rozšírenie, pararula s prítomnými ďalšími minerálmi sa vyskytuje spravidla len v podobe vložiek v základnom horninovom type.

V študovanom súbore boli zastúpené pararuly zo Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. Pararuly zo Suchého a Malej Magury predstavujú jemnozrnné až strednozrnné horniny šedej farby s plošne paralelnou textúrou. Najčastejšie sa pozorovali lepidogranoblastické až granolepidoblastické štruktúry s prechodmi do porfyroblasticko-lepidogranoblastických štruktúr. Majú zloženie: granát + biotit + kremeň + plagioklas ± sillimanit ± muskovit ± staurolit ± K živec. Pararula Malej Fatry bola zastúpená drobnozrnnými až strednozrnnými typmi s paralelnou textúrou. Mikroskopicky je pre ne charakteristická drobnookatá textúra. Minerálne zlo-

ženie pararuly Malej Fatry je: granát + biotit + kremeň + plagioklas ± sillimanit.

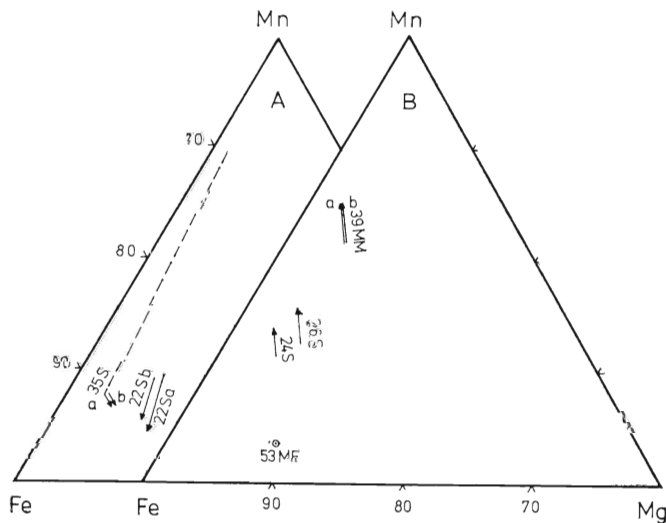
Granáty pararúl

Granát študovaných pararúl má ružovočervenú farbu, ktorá je odrazom prevládajúcej almandínovej molekuly v jeho zložení. Podľa klasifikácie Soboleva (1964) ho možno zaradiť do almandínovo-pyropovej skupiny, podskupiny málo vápenatého almandínu (do 17 % spessartínu, obsah Ca zložky = 0–10 %). Členenie granátu podľa rôznych kritérií uvádzame v tab. 1. Zastúpenie jednotlivých granátových zlo-



Obr. 1. Zmeny obsahu zložiek granátu (okrem pyropu) v pararulách centrálnej zóny Západných Karpát. Označenie ako v tab. 2 (šípka v smere od stredu k okraju)

Fig. 1. Changes in garnet constituents (except of pyrope) in paragneiss samples from the central zone of the West Carpathians. Sample numbering as in Tab. 2 (arrow in direction from the centre to the rim)



Obr. 2. Zobrazenie zmeny zloženia granátu s priamym (A) a obráteným (B) typom chemickej zonálnosti (53 MF — nezónovaný granát; označenie ako pri obr. 1)

Fig. 2. Plot of garnet composition changes with prograde (A) and reverse (B) type of chemical zoning (sample 53 MF — unzoned garnet, numbering as in fig. 1)

žiek (okrem pyropu) v stredoch a okrajoch študovaného granátu, ako aj tendenciu, akou sa mení zastúpenie týchto zložiek v granáte s priamym a obráteným typom chemickej zonálnosti, znázorňuje obr. 1. V ďalšom charakterizujeme zistené vlastnosti granátov podľa základných typov uvedených v tab. 1.

Typ A. 1. Izolované zrná v študovaných vzorkách kvantitatívne prevládli nad typom A. 2. Okrem vlastností týchto granátov opísaných v type B—D sme pozorovali ešte tieto znaky:

a) v niektorých prípadoch sú kryštály granátu homogénne a niekedy uzatvárajú minerály matrixu (kremeň, biotit, plagioklas a ojedinele aj rudné minerály, napr. titanomagnetit);

b) okolo časti izolovaných porfyroblastov granátu (typ B. 2, B. 3) možno pozorovať centrickú stavbu, podmienenú vystupovaním iba svetlých minerálov okolo granátu. Mocnosť tohto lemu spravidla nepresahuje „r“ granátového kryštálu (II/5);

c) v priestorovom vzťahu granátu k okolitej minerálnej asociácii sme v niektorých vzorkách pozorovali „obtekanie“ matrixu s lepidogranoblastickou štruktúrou okolo granátov;

d) v niektorých pararulách (najmä z Malej Fatry a Malej Magury) sme pozorovali mechanickú deformáciu granátu, ktorá sa prejavuje buď ich nesystematickým rozpukáním alebo systémom plan-paralelných puklín, prípadne výraznou lokálnou transláciou porfyroblastov granátu;

e) u pararuly s asociáciou $St + Gar + Ms + Bt + Plg + Qtz$ (Suchý) je nápadná podobná morfológia granátu a staurolitu (Tab. I/5, I/6), pričom sme ich vzájomné nahradzovanie nepozorovali. Pararula s uvedenou minerálnou asociáciou má občas uzavretý granát v staurolitoch. Obmedzenie granátu voči staurolitu býva idioblastické, s výraznou čírou zónou, kým voči kremeňu a plagioklasu býva toto obmedzenie oválne a okrajová číra zóna granátu býva nevýrazná (Tab. I/4). Pre tento typ pararuly je tiež charakteristická prí-

TAB. 1
Typy granátov v pararulách Západných Karpát
Types of garnets in West Carpathian paragneiss complexes

-
- | | |
|---|--|
| A. Podľa morfológie a vzťahu k ostatným minerálom horniny: | |
| A.1 — izolované zrná | |
| A.2 — kumuloasty niekoľkých zrn | |
| B. Podľa relatívnej veľkosti k ostatným fázam horniny: | |
| B.1 — drobné idioblasty (pod 0,1 mm) uzatvorené v plagioklase | |
| B.2 — granáty, ktoré svojou veľkosťou zodpovedajú priemernej veľkosti ostatných minerálov horniny | |
| B.3 — porfyroblasty granátov | |
| C. Podľa mechanickej (textúrnej) homogénnosti: | |
| C.1 — textúrne nezonálne granáty (typ B.1, niekedy aj B.3) | |
| C.2 — textúrne zonálne granáty (typ B.2 a niekedy aj B.3) | |
| C.2a — s dvoma zónami | |
| C.2b — s tromi zónami | |
| D. Podľa chemickej homogénnosti: | |
| D.1 — chemicky nezonálny granát | |
| D.2 — chemicky zonálny granát | |
| D.2a — s priamym typom zonálnosti | |
| D.2b — s obráteným typom zonálnosti | |
-

tomnosť rôznych typov granátu v rámci jedného výbrusu (Tab. I/2, I/3, I/4, I/6);

f) v granáte pararúl sú často pukliny a medzipriestory granátových kumuloblastov vyplnené biotitom, pričom obidva tieto minerály v niektorých prípadoch zatláča chlorit (Tab. II/3).

Typ A. 2. Pozorované kumuloblasty granátu majú rôznu veľkosť a rozličný tvar. V detaile ide o typy s homogénnou výplňou priestoru kumuloblastov na jednej strane a o typy, v ktorých sa jednotlivé kryštály granátu v rámci kumuloblastov navzájom nedotýkajú. Ďalším zaujímavým fenoménom je mozaika uzatvoreného plagioklasu v niektorých kumuloblastoch granátu (Tab. II/3), ktorá podmieňuje výrazne poikiloblastickú štruktúru granátu. Kumuloblasty granátu sme najčastejšie pozorovali vo vzorkách pararúl z Malej Fatry.

Typ B. 1. Drobné izometrické zrná granátu (okolo 0,1 mm) uzatvorené najčastejšie v plagioklase sme zistili v pararulách z Malej Magury (Tab. II/1). Granát je tu homogénny, číry a jeho distribúcia v priestore „hostiteľa“ je nerovnomerná.

Typ B. 2. Granát, ktorý svojou veľkosťou zodpovedá veľkosti ostatných minerálnych fáz horniny, sme najčastejšie pozorovali v pararulách Suchého a Malej Magury. Obyčajne tvorí nerovnomerne distribuované kryštály v príslušných minerálnych asociáciách horniny. Ojedinele možno pozorovať konformné polohy cbohatené o tento typ granátu (Tab. II/2).

Typ B. 3. Do skupiny porfyroblastov granátu zahrňame granát, ktorý svojou relatívnou veľkosťou prevyšuje veľkosť ostatných fáz horniny (Tab. I/1, I/2). Granát tohto typu dosahuje vo vzorkách, ktoré sme študovali, veľkosť do 8 mm, najčastejšie však okolo 5 mm.

Typ C. 1. Za textúrne nezonálny považujeme granát bez mikroskopicky pozorovateľných uzavrenín, resp. kryštály gra-

nátu, v ktorých sú niekedy nepravidelne distribuované minerálne fázy matrixu horniny. Pozorovali sme ich v pararulách Suchého, Malej Magury a vo všetkých študovaných vzorkách z Malej Fatry (Tab. I/1, II/5).

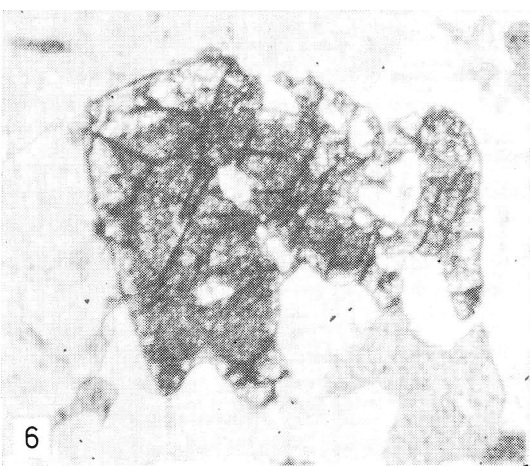
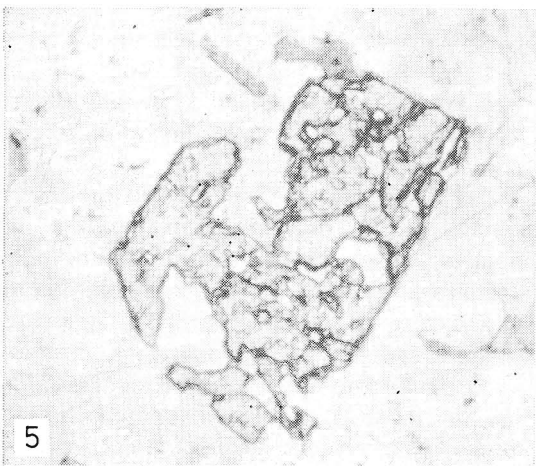
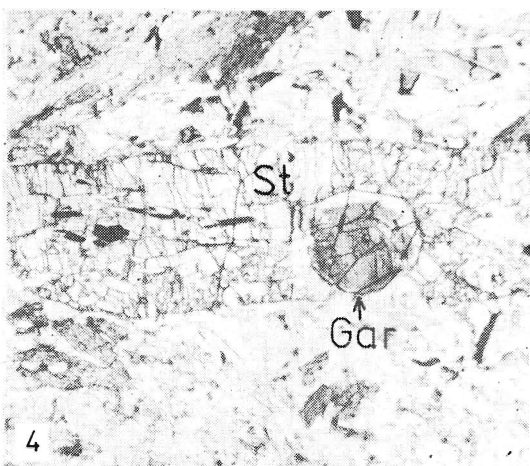
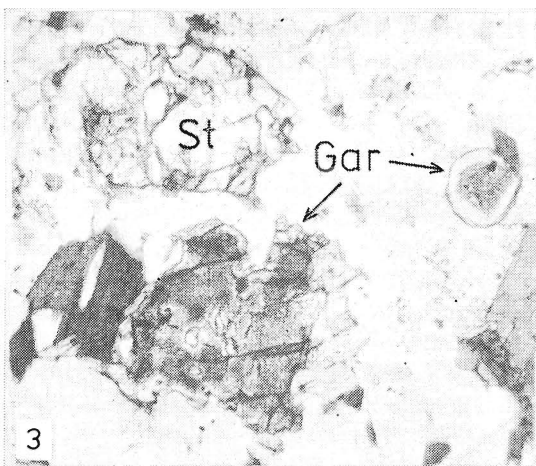
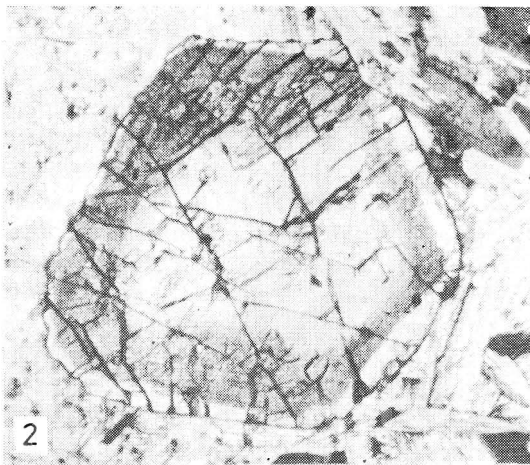
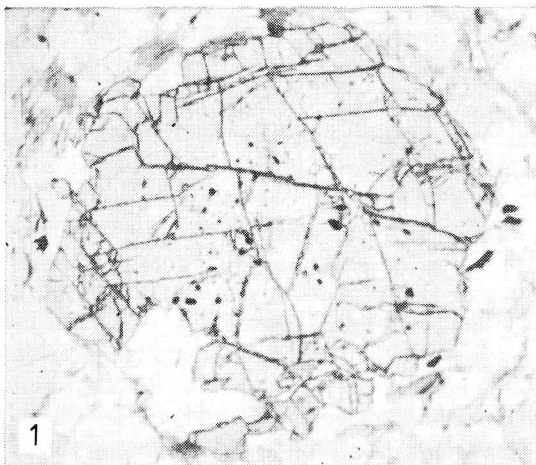
Typ C. 2. Tento typ je pri mikroskopikom štúdiu nápadný textúrnou zonálnosťou, spôsobenou množstvom drobných uzavrenín. V granáte s dvoma textúrnymi zónami sú tieto uzavreniny skoncentrované v jadre granátu a lem granátu je homogénny, číry (Tab. II/2, II/4). Granát s tromi textúrnymi zónami je charakteristický čírym stredom, prechodnou zónou s uzavreninami a čírym vonkajším lemom (Tab. I/2). Šírka lemu je rôzna v rôznych vzorkách. V rámci jednej vzorky býva spravidla rovnaká vo všetkých granátoch (Tab. II/2). Výnimku z tohto pozorovania sme zistili iba pri vzorkách so staurolitom (35 S), v ktorých sa v ploche jedného výbrusu nachádza granát s výrazným čírym lemom, ako aj s nevýrazným lemom (Tab. I/2, I/3). Podľa vzťahu číreho lemu k ostatným minerálnym fázam horniny sme zistili, že:

a) v smere k staurolitu býva vyvinutá číra zóna a obmedzenie granátu býva idioblastické (Tab. I/4);

b) vo vzťahu k plagioklasu a kremeňu býva niekedy číra zóna nevýrazná (Tab. I/4), obyčajne v jej šírke nepozorovať systematické zmeny (Tab. I/2);

c) vo vzťahu k biotitu a muskovitu je vyvinutá širšia číra zóna ako oproti svetlým minerálom horniny (Tab. I/2).

Uzavreniny, ktoré spôsobujú textúrnú zonálnosť, sú charakteristické veľkosťou pod 5 μm , rozprestierajú sa v kryštále granátu v skupine, a to tak, že väčšinou udržiavajú vzájomnú orientáciu k zónam rastu granátu. Ich obmedzenie k číremu lemu býva spravidla idioblastické (Tab. I/2, I/4, II/2, II/4). V niektorých prípadoch obmedzenie uzavrenín sleduje vonkajšie ob-



medzenie granátu (Tab. II/2). Forma uzavrenín je v priereze izometricko-okrúhla, niekedy aj pretiahnutá (Tab. II/6a, b). Pri granáte s tromi textúrnymi zónami postupne prechádzajú difúzne uzavreniny do čirej strednej zóny (Tab. I/2).

Chemická zonálnosť v granáte metamorfítov je často pozorovaný jav (Sturt, 1962; Kuno — Kuroda, 1973; Ārkai et al., 1975; Tracy et al., 1976; Avčenko, 1982 a i.), pričom sa zvyčajne odlišujú tri typy zonálnosti: priamy, obrátený a zložitý. Jednotlivé typy zonálnosti sa odlišujú najmä na základe zmeny koncentrácie prvkov (najcitlivejšie ich odraža Mn) od stredu granátu k jeho okraju alebo opačne (Avčenko, 1982; Méres — Hovorka, v tlači). Naše rozdelenie granátu pararúl centrálnej zóny Západných Karpát podľa chemickej zonálnosti na nezonálny a zonálny vyplýva z analýz získaných pomocou EDAX-u.

Typ D. 1. Chemicky nezonálny granát sme zistili iba v pararulách z Malej Fatry (typ A. 1, B. 2., B. 3, C. 1). Jeho zloženie dokumentujeme v tab. 2 a obr. 3.

Typ D. 2a. Granát s priamym typom chemickej zonálnosti sme zistili v pararulách zo Suchého (typ B. 2, B. 3, C. 1 a C. 2), jeho zloženie uvádzame v tab. 2 a na obr. 4, 5 a 6.

Typ D. 2b. Granát s obráteným typom chemickej zonálnosti sme pozorovali v pa-

rarulách zo Suchého (typ B. 2, C. 2a) a vo všetkých študovaných vzorkách z Malej Magury (typ B. 2, C. 2a). Zloženie granátu s týmto typom zonálnosti je uvedené v tab. 2 a zobrazené na obr. 7, 8. Ako vidno z obrázka, v týchto granátoch je nápadná korelácia textúrnej a chemickej zonálnosti, pričom jadrá s uzavreninami sa javia ako nezonálne.

Diskusia a interpretácia

Rozsiahlym štúdiom granátu v metamorfovaných horninách (Zwart, 1962; Nandi, 1967; Perčuk, 1970; Kuno — Kuroda, 1973; Miyashiro — Shido, 1973; Anderson — Olímpio, 1977 a i.) sa nahromadilo veľké množstvo faktografického materiálu o vlastnostiach granátu. Mnohí autori, čo je logické, sa snažia tieto vlastnosti vysvetliť zmenami termodynamických podmienok panujúcich počas blastézy granátu.

Na základe súčasných poznatkov o granáte metasedimentov amfibolitovej fácie, ako aj na základe súčasných predstáv o metamorfóze kryštalinika Západných Karpát sme dospeli k nižšie uvedenému vysvetleniu genézy študovaných granátov:

Pozorovaná centrická stavba okolo granátu, známa z amfibolitov Západných Karpát (Spišiak — Hovorka, 1984; Hovor-

- ▲ Tab. I. 1 — Porfyrblast textúrne a chemicky nezonálneho granátu v pararule z Malej Fatry (53 MF). Zv. 23×, // pol.; 2 — Porfyrblast granátu s tromi textúrnymi zónami. Zóna so submikroskopickými uzavreninami je idioblasticky obmedzená voči číremu lemu a difúzne sa stráca smerom do strednej čirej zóny. Zv. 60×, // pol.; 3 — Granát s dvoma textúrnymi zónami, s odlišnou morfológiou a šírkou okrajovej zóny. Zv. 70×, // pol.; 4 — Granát s dvoma textúrnymi zónami uzatvorený v staurolite. Má vyvinutú výraznú čiru idioblastickú zónu oproti staurolitu a nevýraznú oproti svetlým minerálom matrixu. Zv. 27×, // pol.; 5 a 6 — Podobná morfológia staurolitu (5) a granátu (6) v pararule so staurolitom (35 S). Zväčš. 90×, // pol.

Plate I. 1 — Porphyroblast of a structurally and chemically unzoned garnet in paragneiss from the Malá Magura Mts. (sample 53 MF). Magn. $\times 23$, parallel nicols; 2 — Garnet porphyroblast containing three structural zones. The zone with submicroscopic inclusions reveals idioblastic contours towards the transparent rim and diffuses towards the transparent central zone. Magn. $\times 60$, parallel nicols; 3 — Garnet with two structural zones of different morphology and breadth of the transparent marginal zone. Magn. $\times 70$, parallel nicols; 4 — Garnet with two structural zones enclosed in staurolite. The garnet contains well developed transparent idioblastic zone towards staurolite and badly developed towards light mineral phases of the matrix. Magn. $\times 27$, parallel nicols; 5—6 — Similar morphological pattern of staurolite (5) and garnet (6) in paragneiss with staurolite (sample 35 S). Magn. $\times 90$, parallel nicols

TAB. 2
Zloženie granátov pararúl centrálnej zóny Západných Karpát
Composition of garnets from paragneiss varieties in the Central zone
of the West Carpathians

	Malá Fatra, 53 MF						Suchý, 22 S a		
	1	2	3	4	5	6	1	2	3
MgO	4,63	4,99	4,70	4,66	4,57	4,37	3,57	3,45	3,24
Al ₂ O ₃	20,11	20,04	19,87	20,00	20,04	20,03	22,81	22,91	23,14
SiO ₂	35,90	35,82	36,11	35,99	35,87	35,92	39,91	39,64	39,98
CaO	1,55	1,72	1,67	1,58	1,68	1,76	1,22	1,34	1,46
MnO	1,28	1,24	1,21	1,18	1,26	1,16	1,61	1,72	2,57
FeO	36,54	36,21	36,47	36,60	36,61	36,78	30,89	31,04	29,62
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X _{Si}	2,8801	2,8667	2,8958	2,8885	2,8929	2,8859	3,1754	3,1489	3,1822
Al ^{IV}	0,1198	0,1333	0,1042	0,1115	0,1071	0,1141	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,7788	1,7540	1,7711	1,7770	1,7858	1,7799	2,1362	2,1476	2,1679
Fe ³⁺	0,2211	0,2460	0,2289	0,2230	0,2142	0,2201	0,000	0,000	0,000
Mg	0,5533	0,5947	0,5613	0,5566	0,5462	0,5227	0,4232	0,4092	0,3841
Mn	0,0867	0,0840	0,0818	0,0799	0,0853	0,0786	0,1084	0,1157	0,1729
Ca	0,1329	0,1474	0,1434	0,1358	0,1440	0,1514	0,1042	0,1142	0,1242
Fe ²⁺	2,2271	2,1739	2,2135	2,2289	2,2389	2,2473	2,0526	2,0644	1,9687
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
prp	18,44	19,82	18,71	18,55	18,12	17,42	15,74	15,14	14,49
alm	74,24	72,46	73,78	74,27	74,27	74,91	76,36	76,36	74,29
sps	2,89	2,80	2,73	2,66	2,83	2,62	4,03	4,28	6,52
grs+adr	4,43	4,92	4,78	4,52	4,78	5,05	3,87	4,22	4,69
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X _{Mg} ^{Gar}	0,1791	0,1919	0,1819	0,1802	0,1772	0,1703	0,1629	0,1579	0,1520
X _{Ca} ^{Gar}	0,0413	0,0454	0,0444	0,0421	0,0447	0,0470	0,0387	0,0422	0,0469

	Suchý, 22 S a		Suchý, 22 S b						
	4	5	1	2	3	4	5	6	7
MgO	3,05	3,18	3,20	3,04	3,08	2,92	3,07	3,01	3,11
Al ₂ O ₃	23,37	22,81	21,57	20,49	20,45	20,65	20,66	20,58	20,63
SiO ₂	40,40	39,73	39,35	36,47	36,62	37,31	37,63	37,80	37,96
CaO	1,97	1,24	1,19	1,30	1,56	1,40	1,18	1,12	1,27
MnO	3,39	1,82	1,97	2,20	2,10	3,54	3,72	3,56	3,38
FeO	27,86	31,22	32,74	36,83	36,21	34,20	33,77	33,65	33,77
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	3,2117	3,1704	3,1547	2,9539	2,9604	3,0145	3,0369	3,0526	3,0624
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,0461	0,0396	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	2,1868	2,1425	2,0355	1,8786	1,9062	1,9636	1,9625	1,9558	1,9493
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,1214	0,0938	0,0364	0,0375	0,0442	0,0507
Mg	0,3564	0,3799	0,3821	0,3666	0,3705	0,3516	0,3592	0,3522	0,3738
Mn	0,2281	0,1226	0,1338	0,2507	0,1438	0,2420	0,2538	0,2637	0,2305
Ca	0,1675	0,1058	0,1020	0,1128	0,1349	0,1208	0,1017	0,0964	0,1094
Fe ²⁺	1,8495	2,0807	2,1919	2,3699	2,3508	2,2711	2,2384	2,2251	2,2239
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
prp	13,70	14,00	10,41	12,22	12,34	11,78	12,45	12,28	12,73
alm	71,09	77,60	80,89	79,00	78,37	76,07	75,66	75,60	75,70
sps	8,77	4,50	4,94	5,02	4,79	8,11	8,56	8,95	7,85
grs+adr	6,44	3,90	3,76	3,76	4,50	4,04	3,43	3,27	3,72
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X _{Mg} ^{Gar}	0,1465	0,1464	0,1410	0,1218	0,1253	0,1211	0,1272	0,1250	0,1299
X _{Ca} ^{Gar}	0,0645	0,0394	0,0363	0,0361	0,0436	0,0401	0,0339	0,0323	0,0357

Pokračovanie tab. 2

	Suchý, 22 Sb			Suchý, 35 S a					
	8	9	10	1	2	3	4	5	6
MgO	3,05	3,05	3,10	2,18	1,27	0,31	0,58	0,44	1,56
Al ₂ O ₃	20,99	21,27	21,00	19,60	19,19	19,20	19,58	19,24	19,41
SiO ₂	38,70	38,73	39,00	34,02	34,59	35,00	34,58	35,00	34,65
CaO	1,40	1,45	1,17	1,40	6,69	8,02	7,45	7,88	3,77
MnO	3,14	2,44	2,05	3,10	2,82	10,31	12,44	11,37	3,20
FeO	32,75	33,09	33,71	39,72	35,46	27,19	25,38	26,08	37,43
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	3,1169	3,1123	3,1360	2,7853	2,8174	2,8552	2,8176	2,8505	2,8311
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,2122	0,1826	0,1448	0,1824	0,1495	0,1689
Al ^{VI}	1,9897	2,0117	1,9878	1,6785	1,6570	1,6987	1,6952	1,6977	1,7003
Fe ³⁺	0,0103	0,0000	0,0122	0,3215	0,3430	0,3013	0,3048	0,3023	0,2997
Mg	0,3659	0,3651	0,3717	0,2657	0,1941	0,0377	0,0704	0,0533	0,1903
Mn	0,2137	0,1659	0,1395	0,2149	0,1941	0,7110	0,8574	0,7846	0,2214
Ca	0,1209	0,1244	0,1011	0,1229	0,5832	0,7002	0,6500	0,6877	0,3304
Fe ²⁺	2,1925	2,2206	2,2517	2,3965	2,0686	1,5511	1,4222	1,4744	2,2579
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
prp	12,65	12,69	12,96	8,86	5,14	1,26	2,35	1,78	6,34
alm	75,79	77,21	78,64	79,88	68,95	51,70	47,40	49,15	75,28
sps	7,39	5,77	4,87	7,16	6,47	23,70	28,58	26,15	7,38
grs+adr	4,17	4,33	3,53	4,10	19,44	23,34	21,67	22,92	11,00
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X _{Mg} ^{Gar}	0,1314	0,1326	0,1338	0,0830	0,0558	0,0145	0,0272	0,0208	0,0640
X _{Ca} ^{Gar}	0,0416	0,0433	0,0350	0,0369	0,1744	0,2120	0,2008	0,2082	0,1000

	Suchý, 35 S a		Suchý, 24 S		Suchý, 26 S				39 MM a
	7	8	1	2	1	2	3	4	1
MgO	2,03	1,88	2,11	2,27	2,38	2,37	2,53	2,06	1,97
Al ₂ O ₃	19,22	19,34	19,35	19,35	19,47	19,38	19,46	19,55	19,47
SiO ₂	34,69	34,74	34,96	35,23	34,87	34,96	34,89	34,74	34,81
CaO	1,44	2,39	1,62	1,68	1,19	1,20	1,11	1,24	1,27
MnO	3,03	3,06	7,02	6,36	5,07	5,15	5,17	5,79	10,85
FeO	39,55	38,61	34,96	35,13	37,04	36,97	36,85	36,63	31,65
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	2,8421	2,8849	2,8588	2,8763	2,8519	2,8566	2,8512	2,8394	2,8781
Al ^{IV}	0,1579	0,1551	0,1412	0,1237	0,1481	0,1434	0,1428	0,1606	0,1219
Al ^{VI}	1,6981	1,7092	1,7235	1,7386	1,7260	1,7229	1,7229	1,7231	1,7562
Fe ³⁺	0,3019	0,2908	0,2765	0,2614	0,2740	0,2771	0,2771	0,2771	0,2438
Mg	0,2553	0,2292	0,2573	0,2763	0,2900	0,2887	0,3083	0,2511	0,2405
Mn	0,2104	0,2118	0,4864	0,4396	0,3505	0,3565	0,3570	0,4131	0,7516
Ca	0,1265	0,2094	0,1423	0,1457	0,1041	0,1054	0,0971	0,1085	0,1112
Fe ²⁺	2,4078	2,3496	2,1140	2,1374	2,2554	2,2494	2,2376	2,2271	1,9221
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
prp	8,50	7,64	8,57	9,21	9,67	9,63	10,27	8,37	7,95
alm	80,27	78,32	70,47	71,266	75,18	74,99	74,59	74,23	63,53
sps	7,01	7,06	16,23	14,65	11,68	11,87	11,90	13,78	24,84
grs+adr	4,22	6,98	4,73	4,89	3,47	3,51	3,24	3,62	3,68
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X _{Mg} ^{Gar}	0,0804	0,0740	0,0821	0,0887	0,0914	0,0910	0,0968	0,0796	0,0761
X _{Ca} ^{Gar}	0,0257	0,0636	0,0433	0,0451	0,0318	0,0321	0,0296	0,0333	0,0341

Pokračovanie tab. 2

	39 MM a		Malá Magura, 39 MM b				Suchý, 35 Sb	
	2	1	2	3	4		1	2
MgO	2,19	2,05	2,67	2,42	2,23		1,97	1,79
Al ₂ O ₃	19,27	19,31	19,31	19,47	19,19		19,29	19,44
SiO ₂	34,89	34,81	35,14	34,97	34,80		34,94	34,94
CaO	1,39	1,33	1,33	1,26	1,35		1,12	1,21
MnO	10,05	10,52	9,20	9,42	10,50		2,97	3,19
FeO	32,23	31,99	32,36	32,47	31,94		39,73	39,44
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		100,0	100,0
Si	2,8560	2,8522	2,8660	2,8571	2,8466		2,8678	2,8667
Al ^{IV}	0,1440	0,1478	0,1340	0,1429	0,1534		0,1322	0,1323
Al ^{VI}	1,7127	1,7148	1,7224	1,7295	1,6968		1,7316	1,7456
Fe ³⁺	0,2873	0,2852	0,2776	0,2705	0,3032		0,2684	0,2544
Mg	0,2674	0,2504	0,3185	0,2942	0,2719		0,2409	0,2188
Mn	0,6957	0,7289	0,6356	0,6508	0,7276		0,2059	0,2213
Ca	0,1218	0,1166	0,1162	0,1103	0,1186		0,0981	0,1065
Fe ²⁺	1,9157	1,9041	1,9297	1,9447	1,8819		2,4551	2,4489
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0		8,0	8,0
prp	8,90	8,35	10,62	9,81	9,06		8,03	7,34
alm	63,85	63,47	64,32	64,82	62,73		81,84	81,69
sps	23,19	24,30	21,19	21,69	24,25		6,86	7,39
grs+adr	4,05	3,88	3,87	3,68	3,96		3,27	3,58
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		100,0	100,0
X ^{Car} _{Mg}	0,0843	0,0789	0,1025	0,0931	0,0854		0,0759	0,0748
X ^{Car} _{Ca}	0,0370	0,0355	0,0354	0,0337	0,0358		0,0301	0,0364

	Suchý, 22 S a		Suchý, 22 S b						
	4	5	1	2	3	4	5	6	7
MgO	3,01	3,18	3,20	3,04	3,08	2,92	3,07	3,01	3,11
Al ₂ O ₃	23,37	22,81	21,57	20,19	20,45	20,65	20,66	20,58	20,53
SiO ₂	40,40	39,73	39,35	36,47	36,62	37,31	37,63	37,80	37,96
CaO	1,97	1,24	1,19	1,30	1,56	1,40	1,18	1,12	1,27
MnO	3,39	1,82	1,97	2,20	2,10	3,54	3,72	3,86	3,38
FeO	27,86	31,22	32,74	36,83	36,21	34,20	33,77	33,65	33,77
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	3,2117	3,1704	3,1547	2,9539	2,9604	3,0145	3,0369	3,0526	3,0624
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,0461	0,0396	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	2,1868	2,1425	2,0355	1,8786	1,9062	1,9636	1,9625	1,9558	1,9493
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,1214	0,0938	0,0364	0,0375	0,0442	0,0507
Mg	0,3564	0,3799	0,3821	0,3666	0,3705	0,3516	0,3692	0,3622	0,3738
Mn	0,2281	0,1226	0,1338	0,1507	0,1438	0,2420	0,2538	0,2637	0,2305
Ca	0,1675	0,1058	0,1020	0,1128	0,1349	0,1298	0,1017	0,0964	0,1094
Fe ²⁺	1,8495	2,0807	2,1919	2,3699	2,3508	2,2711	2,2384	2,2251	2,2239
Suma:	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
prp	13,70	14,00	10,41	12,22	12,34	11,78	12,46	12,28	12,73
alm	71,09	77,60	80,89	79,00	78,37	76,07	75,55	75,50	75,70
sps	8,77	4,50	4,94	5,02	4,79	8,11	8,56	8,95	7,85
grs+adr	6,44	3,90	3,76	3,76	4,50	4,04	3,43	3,27	3,72
Suma:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
X ^{Car} _{Mg}	0,1465	0,1464	0,1410	0,1218	0,1253	0,1211	0,1272	0,1250	0,1299
X ^{Car} _{Ca}	0,0645	0,0394	0,0363	0,0361	0,0436	0,0401	0,0339	0,0323	0,0367

x — zloženie granátu prepočítané na andradit za predpokladu ideálnej stechiometrie $R_3^{2+}R_2^{3+}T_3O_{12}$

Lokalizácia vzoriek:

Malá Fatra, 53 MF — granatitcko-biotitická pararula; Suchý, 22 S — granatitcko-biotitická pararula; Suchý, 35 S — muskoviticko-granatitcko-stauroliticko-biotitická pararula; Suchý, 24 S — biotitická pararula; Suchý, 26 S — granatitcko-sillimaniticko-biotitická pararula; Malá Magura, 39 MM — granatitcko-biotitická pararula; Suchý, 35 S — muskoviticko-granatitcko-stauroliticko-biotitická pararula (1 — okraj, 2 — stred)

ka — Spišiak, 1986) môže byť dôsledkom kryštaloblastézy, počas ktorej granát spotreboval pre svoj „rast“ skoro všetko Fe, Mg, Mn, prípadne aj Ca z horninového prostredia v bezprostrednom okolí svojho vzniku. Výsledkom tohto procesu je asociácia svetlých minerálov (kremeň + plagioklas) prítomných v ledoch granátových porfyroblastov (Tab. II/5).

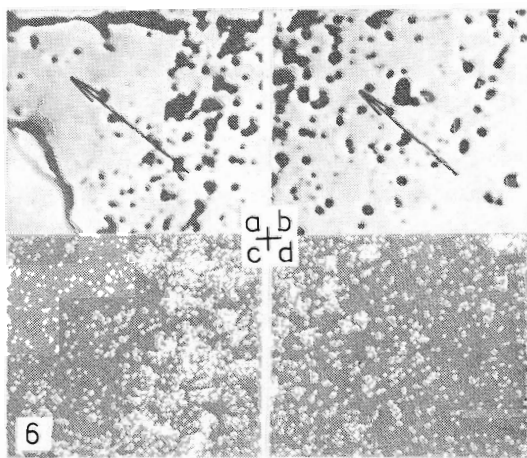
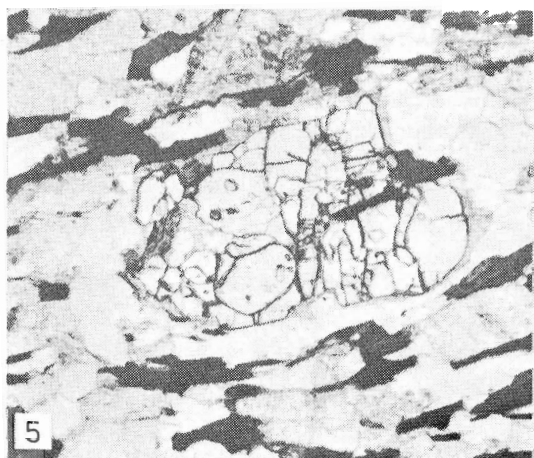
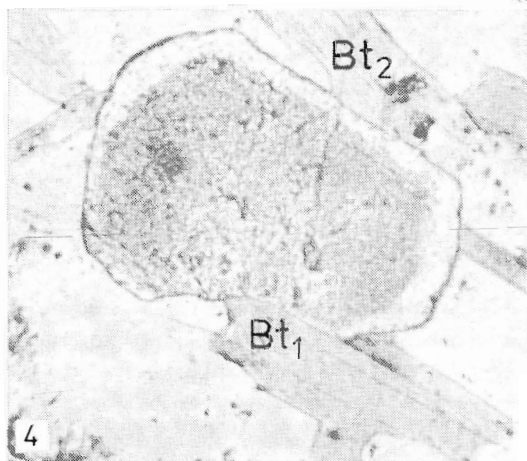
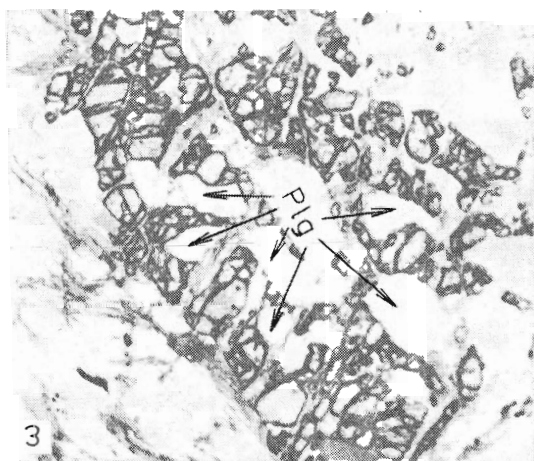
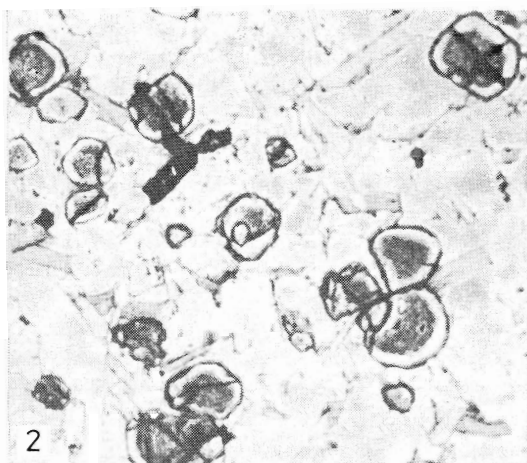
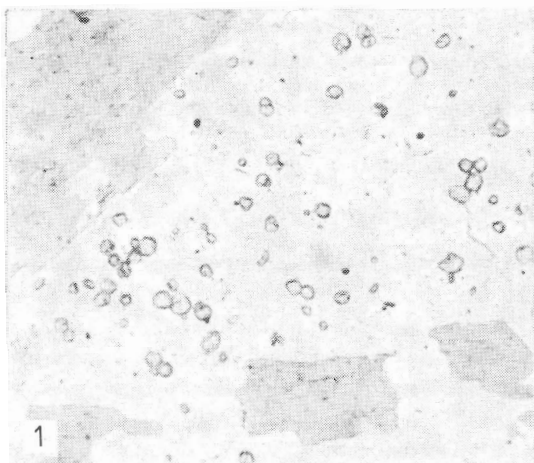
„Obtekanie“ matrixu s lepidogranoblastickou štruktúrou okolo granátu v niektorých vzorkách študovaných pararúl pokladáme za dôsledok postkryštalickej deformácie v zmysle predstáv Zwarta (1962). Tento predpoklad potvrdzuje aj pozorovaná mechanická deformácia granátu.

K pozorovanej morfolologickej podobnosti granátu a staurolitu v pararule so staurolitom vzhľadom na to, že sa nepozorovali ich vzájomné reakčné vzťahy, nemožno zaujať stanovisko. Problematika je predmetom ďalšieho štúdia. Podobná je tiež situácia s uzatvoreným granátom v staurolite. Keďže v študovanom materiáli ide skôr o zriedkavý prípad ako o zákonitosť, daná skutočnosť nemusí poukazovať na ich vzájomné časové vzťahy. Z prítomných rôznych typov granátu v týchto pararulách v rámci jedného výbrusu však možno predpokladať, že v ich minerálnom zložení je prítomný granát niekoľkých generácií.

Prítomnosť poikiloblasticky uzavretého tabuľkovitého plagioklasu v granátových kumuloblastoch pararúl z Malej Fatry možno vysvetliť jeho vznikom v počiatočných štádiách metamorfnej rekryštalizácie protolitu. Pozícia plagioklasu v granát-

ových porfyroblastoch zabránila jeho ekvilibracii s ďalšími fázami v protolite pri vyšších PTX podmienkach.

Granáty mikroskopických rozmerov (pod 0,1 mm; typ B. 1) uzatvorené v plagioklasoch granatitcko-biotitickej pararuly so sillimanitom z Malej Magury môžu predstavovať minerálnu fázu, ktorá vznikla pred konečným stabilizovaním plagioklasových kryštálov za podmienok spodnej hranice stability granátu (začiatok almandínovej izogrady). Ich drobnozrnný vývoj a vystupovanie v plagioklase podmieňuje „izolovanie“ jednotlivých rastových nukleí pri rekryštalizácii protolitu za vzrastajúcich teplôt. Takúto interpretáciu môže potvrdzovať zistenie, že iný typ granátu nie je v daných horninových typoch prítomný. Tento typ granátu mohol tiež vzniknúť dôsledkom mladších metamorfno-rekryštalizačných procesov (variského ?, alpínskeho ? veku) na úkor svojho hostiteľa za spoluúčasti katiónov rekryštalizujúcich tmavých horninotvorných minerálov v matrixe horniny. Podobným mechanizmom vysvetľuje vznik alpínskych granátov v plagioklasoch variských metagranitov veporika Západných Karpát Vrána (1980). Výrazné odlišnosti v zastúpení CaO, najmä jeho veľmi nízky obsah v granátoch pararúl, ktoré sme študovali (okolo 1 % oproti 14–17 % CaO v granátoch metagranitov veporika), nesvedčia v prospech takéhoto spôsobu ich vzniku. Vznik polôh v pararulách obohatených o granát (Tab. II/2) je dôsledkom priaznivého chemického zloženia protolitu v danej polohe pre blastézu granátu.



Vznik granátu s uzavreninami sa interpretuje rôzne. Niektorí autori pokladajú jeho vznik za dôsledok rýchleho rastu minerálov a vznik homogénnych zón bez uzavrenín za dôsledok pomalého rastu (Rast — Sturt, 1957 a iní). Niekedy sa vznik zóny s uzavreninami vysvetľuje rýchlou syntektonickou kryštalizáciou v centre, po ktorej nasledoval pomalý posttektonický rast homogénneho okraja (Rast, 1958; Spry, 1969). Granát, ktorý obsahuje uzavreniny v centrálnej časti a ktorý vznikol vyššie uvedeným spôsobom, je charakteristický rotačnou štruktúrou týchto uzavrenín.

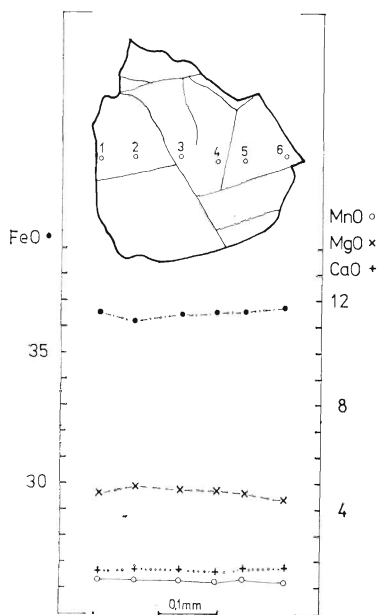
Granát s tromi zónami v amfibolite domažlického kryštalinika opísali Fediuková — Vejnar (1971). Autori predpokladali, že granát vznikol v troch štádiách: v najstaršej prekinematickej fáze vznikli jadrá, pri následnej kinematickej kryštaloblastéze zóna s uzavreninami s rotačnou štruktúrou a v poslednej, postkinematickej fáze blastovala okrajová zóna.

Textúrna zonálnosť granátu v metamorfitech pararulovej série Západných Karpát sa doteraz neopísala. Napriek tomu, že sa nám vzhľadom na submikroskopické rozmery uzavrenín nepodarilo dostupnou technikou identifikovať ich charakter, na základe vlastností uvedených vyššie predpokladáme, že ide o uzavreniny pevných fáz (opticky anizotropné) a o prvotné metamorfogénne uzavreniny skvapalnených plynov (CO_2 ? N_2 ?) v zmysle klasifikácie Jermakova (1972).

Pri štúdiu distribúcie stanoviteľných katiónov pomocou odrazených elektrónov v elektrónovom mikroanalyzátore sme v zónach s uzavreninami zistili zvýšenú koncentráciu kália (Tab. II/6c, d). Predpokladáme, že sa jedná o zachytenie kália v štruktúre granátu v počiatočných štádiách blastézy z prostredia, v ktorom vznikal granát. Pôvod zvýšeného obsahu kália v týchto zónach na základe našich doterajších poznatkov nemožno jednoznačne určiť; môže pochádzať z ílových minerálov, živca, biotitu alebo muskovitu.

Tab. II. 1 — Drobné idioblasty granátu (typ B.1) v plagioklase pararuly z Malej Magury (40 MM). Zv. $70\times$, // pol.; 2 — Obogatená poloha v pararule o granáty s dvoma textúrnymi zónami (39 MM). Zv. $36\times$, // pol.; 3 — Mozaika plagioklasov uzavretých v granátovom kumuloblaste. V medzipriestoroch granátových zŕn je rôzne intenzívne chloritizovaný biotit. Zv. $36\times$, // pol.; 4 — Idioblastické obmedzenie zóny s uzavreninami voči číremu lemu granátu. Vzťah granátu a biotitu je rôzny: biotit₁ koexistuje so zónou s uzavreninami a biotit₂ s čírym lemom granátu (39 MM). Zv. $140\times$, // pol.; 5 — Nedokonale centrická stavba okolo granátového porfyrblastu (4 MM). Zv. $35\times$, // pol.; 6a — Kompozícia prechodu zo zóny s uzavreninami do čírej strednej zóny; b — Kompozícia prechodu medzi čírym vonkajším lemom a zónou s uzavreninami; c — Distribúcia kália v oblasti „a“; d — Distribúcia kália v oblasti „b“; (granát 35 S a), zv. $420\times$ (6a, b — šípky v smere od okraja do stredu)

Plate II. 1 — Fine garnet idioblast (B.1 type) in plagioclase of paragneiss from the Malá Magura Mts. (sample 40 MM), magn. $\times 70$, parallel nicols; 2 — Garnet rich layer in paragneiss, garnet with two structural zones (sample 39 MM), magn. $\times 36$, parallel nicols; 3 — Mosaic of plagioclase grains contained in garnet cumuloblast. Various chloritized biotite occurs in interstices of garnet grains. Magn. $\times 36$, parallel nicols; 4 — Idioblastic shapes of the zone with inclusions towards the transparent outer rim of garnet. Relations between garnet and biotite are varying: biotite₁ coexists with the zone containing inclusions whereas biotite₂ coexists with the transparent rim of garnet. Sample 39 MM, magn. $\times 140$, parallel nicols; 5 — Imperfect centric structure around garnet porphyroblast. Sample 4 MM, magn. $\times 35$, parallel nicols; 6a — Composition of transition from the zone with inclusions into the transparent central zone; 6b — Composition of transition between transparent outer rim and the zone with inclusions; 6c — Distribution of potassium in the area „a“; 6d — Distribution of potassium in the area „b“ (garnet from sample 35 S a), magn. $\times 420$ (6a, b — arrows in direction from the rim to the centre)



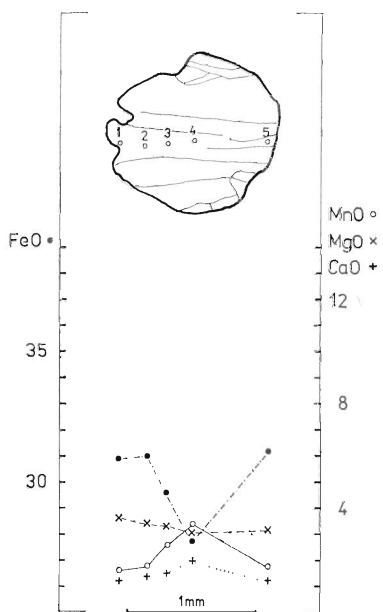
Obr. 3. Obsah oxidov v profile textúrne a chemicky nezónálneho granátu v pararule z Malej Fatry (53 MF)

Fig. 3. Oxide contents in profile line of a structurally and chemically unzoned garnet grain from paragneiss of the Malá Fatra Mts. (sample 53 MF)

Z doteraz uvedených údajov o chemickom zložení študovaného granátu pararúl centrálnych Západných Karpát vyplýva, že vykazuje rozdiel v chemickom zložení granátu jednotlivých vzoriek, ako aj v rámci jednotlivých kryštálov granátu (okrem nezónálneho granátu 53 MF) jednej vzorky.

Rozdiely v chemickom zložení granátov jednotlivých vzoriek sú zrejmé z 2. tabuľky a z obrázkov 1 a 2. Vyplýva z nich, že obsah MnO v okrajoch granátu sa pohybuje v rozmedzí od 1—11 ‰ a v stredoch od 1 po 13 ‰. Predpokladáme, že tieto rozdiely sú dôsledkom vyššieho, resp. nižšieho obsahu MnO v horninách.

Rozdiely v chemickom zložení v rámci

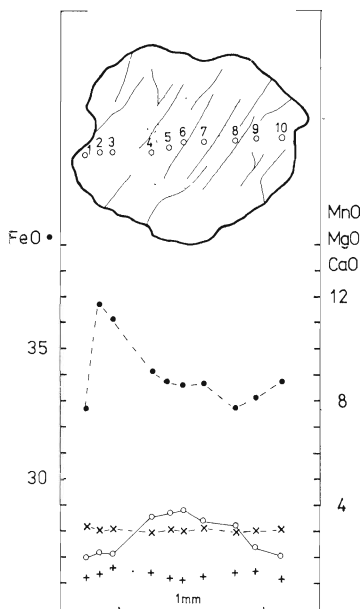


Obr. 4. Obsah oxidov v profile textúrne nezónálneho granátu s priamym typom chemickej zónálnosti v pararule zo Suchého (22 S a)

Fig. 4. Oxide content in profile line of structurally unzoned garnet with prograde chemical zoning in paragneiss sample from the Suchý Mts. (sample 22 S a)

jedného granátového zrna sú dôsledkom rozdielnych termodynamických podmienok počas ich blastézy. Granáty s priamym typom chemickej zónálnosti (22 S a, b; 35 S a, b) a nezónálny granát (53 MF) sú charakteristické prevahou pyropovej zložky nad spessartínovou (s výnimkou čirej strednej zóny v 35 S a, v ktorej je výrazná prevaha spessartínu nad pyropom), poklesom obsahu MnO od stredu k okrajom granátov (okrem 53 MF), väčšinou nevýraznou zmenou obsahu MgO a rôznym charakterom zmeny CaO a FeO (obr. 3—6).

Granát s obráteným typom chemickej zónálnosti je charakteristický prevahou spessartínovej zložky nad pyropovou. Obsah MnO je v zóne s uzavreninami pomerne

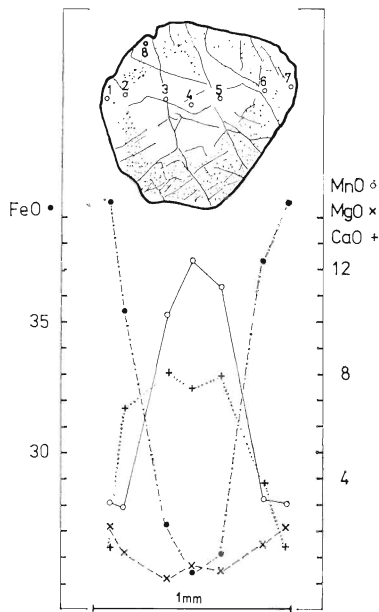


Obr. 5. Obsah oxidov v profile granátu s dvoma textúrnymi zónami (zóna s uzavreninami vyznačená bodkovaně aj na ďalších obr.) s priamym typom chemickej zonálnosti v pararule zo Suchého (22 S b). Jadro granátu s uzavreninami sa javí ako chemicky nezónálne — pravdepodobne vysokoteplotný klastický granát. Jeho možná prítomnosť vyplýva aj z predpokladaného drobového typu protolitu

Fig. 5. Oxide contents in profile line of garnet with two structural zones (the zone with inclusions is dotted also in the other figures) with prograde zoning in paragneiss from the Suchý Mts. (sample 22 S b). The garnet core with inclusions is chemically unzoned, representing probable high-temperature clastic garnet grain. Its possible presence is based on supposed graywacke-type protolith

stály, kým v čírom leme spravidla vzrastá v priemere o 1 %. Obsah MgO a FeO v týchto granátoch vykazuje opačnú tendenciu v čírom leme ako MnO, obsah CaO sa mení minimálne (obr. 7, 8).

Početní autori (Sturt, 1962; Atherton, 1968; Müller — Schneider, 1971; Miyashiro, 1973 a iní) zistili zmeny v zložení granátu so vzrastom teploty progresívnej metamorfozy. Obvyčajne pri týchto zmenách klesá obsah MnO od stredu granátu k jeho okraju. Z toho vyplýva, že v nízko- a stredne-temperatúrnych oblastiach obsahuje vznikajúci granát relatívne vyšší po-



Obr. 6. Obsah oxidov v profile granátu s tromi textúrnymi zónami a s priamym typom chemickej zonálnosti v pararule zo Suchého (35 S a). Extrémne rozdiely v obsahu oxidov medzi textúrne nezónálnym jadrom a ostatnými zónami granátu sú pravdepodobne spôsobené zachovaním klastického granátu (z amfibolitu ?) v centrálnej časti

Fig. 6. Oxide contents along profile line in garnet containing three structural zones and revealing prograde type of chemical zoning, paragneiss of the Suchý Mts. (sample 35 S a). Extreme differences in oxide contents between structurally unzoned core and further zones are probably caused by preservation of the clastic garnet (from amphibolite mother rock?) in the central part of the grain

diel MnO (niekedy aj CaO) ako vo vysoko-temperatúrnych. Na základe charakteru zmeny MnO (resp. CaO, MgO, FeO) sa vyčleňujú rôzne typy chemickej zonálnosti granátu spomenuté v predchádzajúcom texte.

Priamy typ chemickej zonálnosti granátu, ktorého vznik v procese progresívnej metamorfozy sa vysvetľoval už v minulosti (Goldschmidt, 1920; Miyashiro, 1953; Sturt, 1962 a iní), je najrozšírenejší v nízko- a stredne-temperatúrnych oblastiach metamorfovaných komplexoch. Ak vychádzame z fa-

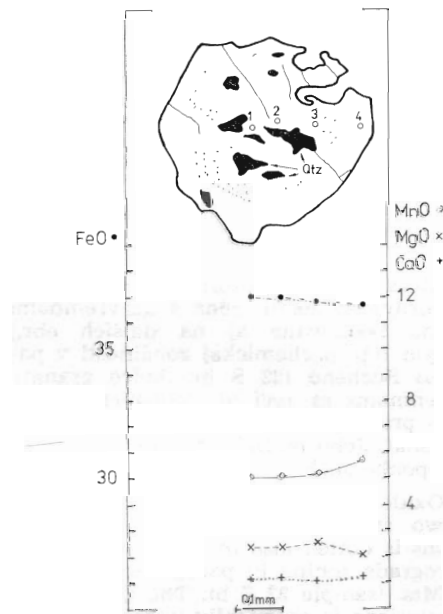
ciálnej charakteristiky metamorfovaných komplexov, jej výskyt je v teplotnom rozmedzí 300—600 °C (Avčenko, 1982). Podľa klasifikácie Korikovského (1979) je vrchnou hranicou tejto zonálnosti biotitovo-muskovitovo-rulová fácia, ktorej hranica so sillimanitovo (kyanitovo)-biotitovo-ortoklasovou faciou je približne pri 600 °C a 300 MPa. Mechanizmus jej vzniku možno vysvetliť tak, že s progresívnym rastom teploty metamorfózy prebiehajú v horninách chemické reakcie, výsledkom ktorých je zmena zloženia granátu v určitom smere. Pri nízkych teplotách je pomalá difúzia prvkov, a nie je dostatok času na homogenizáciu postupne narastajúcich zón granátu. Rastom teploty metamorfózy vzrastá rýchlosť difúzie prvkov, čo vedie k homogenizácii granátu a vymiznutiu zonálnosti vzniknutej v nízkoteplotných štádiách metamorfózy. Teplota homogenizácie sa pohybuje v rozmedzí 600—650 °C (Woodsworth, 1977; Yardley, 1977; Avčenko, 1982). Na základe uvedeného vyčlenil Avčenko (l. c.) nízkoteplotnú (do 650 °C) a vysokoteplotnú (nad 650 °C) zonálnosť granátov.

Obrátený typ zonálnosti sa najčastejšie vysvetľuje polymetamorfózou (Edmunds — Atherton, 1971; Kuno — Kuroda, 1973 a i.) alebo retrográdnou metamorfózou (Grant — Weiblen, 1971; Avčenko, 1982 a i.), ktorých odlišenie je zložité.

Vznik obráteného typu chemickej zonálnosti granátu polymetamorfózou možno v stručnosti charakterizovať tak, že po vzniku nezonálneho stredu granátu prvou metamorfózou vzniká naloženou druhou metamorfózou vonkajší lem granátu. Intenzita druhej metamorfózy je v tomto prípade nižšia (polymetamorfická diaforéza v zmysle Hsü, 1955).

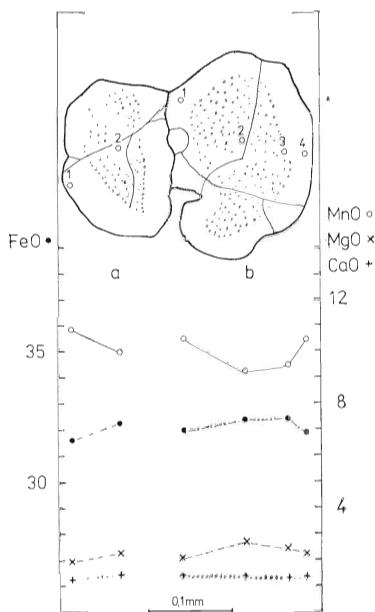
Formovanie tohto typu chemickej zonálnosti počas regresívneho štádia progresívnej metamorfózy (retrográdna metamorfóza v zmysle Harkera, 1939) možno vysvetliť tak, že po vzniku chemicky nezonálneho granátu pri teplote vyššej ako 600—650 °C nastupujú podmienky pre reakcie, ktoré vyvolávajú rozpúšťanie alebo rekryštalizáciu vonkajších zón granátu za vzniku regresívnych lemov.

Na základe opísaných vlastností granátu pararúl centrálnej zóny Západných Karpát možno jeho genézu vysvetliť niekoľkými spôsobmi. Granát mohol vzniknúť: a) počas progresívneho a regresívneho štádia progresívnej metamorfózy, b) polymetamorfózou, c) tak, že časť zŕn granátu je klastická (centrálne časti); časť vznikla procesmi uvedenými v predchádzajúcom texte.



Obr. 7. Obsah oxidov v granáte s dvoma textúrnymi zónami a obráteným typom chemickej zonálnosti v pararule zo Suchého (26 S). Stred granátu nezonálny (vysokoteplotný), v čírom leme vzrastá obsah MnO a klesá obsah MgO. Granát poikiloblasticky uzatvára minerály matrixu (tmavé), najmä kremeň (Qtz)

Fig. 7. Oxide contents in garnet containing two structural zones with reverse type of chemical zoning in paragneiss from the Suchý Mts. (sample 26 S). The core of garnet is unzoned (high-temperature composition) whereas in the transparent rim the MnO content gradually increases and the MgO content decreases. The garnet contains poikiloblastic inclusions of mineral phases of the matrix (dark), mostly that of quartz (Qtz)



Obr. 8. Obsah oxidov v granátoch (a, b) s dvoma textúrnymi zónami a s obráteným typom chemickej zonálnosti v pararule z Malej Magury (39 MM)

Fig. 8. Oxide contents in garnets (a, b) with two structural zones and reverse type of zoning from paragneiss of the Malá Magura Mts. (sample 39 MM)

Vznik zón s uzavreninami možno vysvetliť rýchlou blastézou granátu v statických podmienkach v študovaných pararulách (nepozorovali sa rotačné štruktúry uzavrenín) v procese progresívnej metamorfózy. Naproti tomu mohol číry lem vzniknúť počas regresívneho štádia (retrográdnou metamorfózou v zmysle Harkera, 1939). Charakter chemickej zonálnosti študovaného granátu závisí od rôzneho stupňa progresívnej metamorfózy v jednotlivých pohoriach. Rula s granátom s priamym typom chemickej zonálnosti dosiahla podmienky staurolitovej izogrady (prítomnosť staurolitu) a rula s granátom s obráteným typom chemickej zonálnosti podmienky sillimanitovej izogrady (prítomnosť sillimanitu).

Vlastnosti študovaného granátu možno vysvetliť aj tak, že počas progresívneho štádia metamorfózy v jeho relatívne nízkom stupni (začiatok almandínovej izogrady) vznikol hydrogranát bez uzavrenín. Zmenou P_{TX} podmienok (naložená metamorfóza?, druhá fáza progresívnej metamorfózy?), a to najmä zvýšením teploty, došlo v dôsledku nestability hydrogranátu v týchto podmienkach k exolúcii uzavrenín za súčasného rastu číreho lemu. V dôsledku toho, že prvá fáza progresívnej metamorfózy dosiahla v oblastiach, kde vznikol granát s obráteným typom chemickej zonálnosti, vysokú teplotu (vysokoteplotné nezonálne „jadrá“) a že teplota v druhej fáze metamorfózy bola relatívne nižšia, vznikol granát s obráteným typom chemickej zonálnosti. Chemicky nezonálny granát bez uzavrenín (53 MF) vznikol pri najvyšších teplotách. Ak sa uplatnili naložené (mladšie) rekryštalizačné procesy, prebehli za približne zhodných P_{TX} podmienok ako dovtedajšie metamorfné procesy, čo neumožnilo vznik regresívnych zón v granátoch.

Predpoklad, že v protolite ruly sa môže nachádzať klastický granát, vyplýva zo zistení Hovorku (1975) a Méresa (1983), ktorí na základe geochemického štúdia dospeli k záveru, že protolitom prevažnej časti základného typu pararúl bol geochemicky nezrelý sediment — psamit drobového typu. Už na základe chemického zloženia granátu možno v tomto prípade predpokladať, že medzi klastami uvedených sedimentov bol aj materiál s vysokoteplotným granátom (prekambrické metamorfity „hlbokej“ amfibolitovej až granulitovej fácie?). Prítomnosť klastického granátu (?), ktorý tvorí v niektorých granátoch s priamym typom chemickej zonálnosti jadrá (35 S a, 22 S b; obr. 5, 6), predpokladáme najmä v pararulách so Suchého s minerálnou asociáciou so staurolitom. Rast lemu s priamym (niekedy ne-

výrazným) typom chemickej zonálnosti na klastický granát mohol prebiehať v procese progresívnej metamorfózy, ktorá dosiahla staurolitovú izográdu. Vyplýva to zo vzťahu číreho granátového lemu a staurolitu (Tab. I/4). Prítomnosťou klastického granátu v protolite možno vysvetliť aj pestrosť typov granátov v týchto pararulách.

Analýzou hodnôt ΔX_{Mg}^{Gar} a ΔX_{Ca}^{Gar} v granáte podľa Avčenka (1982) možno orientačne zistiť charakter zmeny teploty a tlaku počas blastézy granátu. Ako vidieť z tabuľky 3, zmena teploty pri blastéze študovaného granátu s priamym typom chemickej zonálnosti vzrastala (+), pričom zmena tlaku mohla byť rôzna (+, —, konšt.). Pri granáte s obráteným typom chemickej zonálnosti teplota klesala (—), resp. bola konštantná. Ak pripúšťame spoločný metamorfný vývoj oblastí so študovanými granátmi, možno predpokladať, že počas blastézy regresívnych lemov granátu teplota metamorfózy relatívne klesala; počas blastézy progresívne zonálneho granátu teplota vzrastala a tlak v oboch prípadoch klesal. Z uvedeného možno vyvodíť, že v prípade polymeta-

morfózy daných horninových komplexov prebehol prvý metamorfný cyklus (bajkalský?, kaledónsky?, variský?) pri relatívne vyššom tlaku (väčšia hĺbka?) a pri vysokej teplote. Počas neho vznikol granát, ktorého výskyt je charakteristický pre vysokoteplotnú amfibolitovú, prípadne až granulitovú fáciu (vysokoteplotný granát, nízky obsah MnO, vysoký podiel pyropu). Pri výzdvihu (pokles tlaku) komplexu hornín, ktorý prekonal daný metamorfný cyklus, došlo k erózii za vzniku klastického materiálu, ktorý sedimentoval v priľahlej oblasti. Druhý metamorfný cyklus, ktorého intenzita bola nižšia, spôsobil vznik regresívnych lemov na vysokoteplotnom granáte a metamorfózu klastického materiálu. Intenzita tohto metamorfného cyklu, ako to vyplýva zo zisteného vzťahu staurolitu a granátu, dosiahla staurolitovú izográdu.

Vznik vlastností granátu by bolo možné vysvetliť zrejme aj inými spôsobmi, napr. kombináciou účinkov regionálnej a kontaktnej metamorfózy a pod. Dôležitým zistením je však prítomnosť rôznych typov chemickej zonálnosti granátu na relatívne

TAB. 3
Charakter zmeny ΔX_{Mg}^{Gar} a ΔX_{Ca}^{Gar} v granátoch pararúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry
Changes of ΔX_{Mg}^{Gar} and ΔX_{Ca}^{Gar} in garnet from paragneisses of the Suchý Mts., Malá Magura Mts. and Malá Fatra Mts.

Označenie granátu	ΔX_{Mg}^{Gar}	ΔX_{Ca}^{Gar}	Zistený typ chem. zonálnosti	ΔT	ΔP
22 S a	+	—	priamy	+	+, —, konšt.,
22 S b	+	—	priamy	+	+, —, konšt.,
35 S a	+	—	priamy	+	+, —, konšt.,
35 S b	+	—	priamy	+	+, —, konšt.,
24 S	—	—	obrátený	—, konšt.,	—
26 S	—	—	obrátený	—, konšt.,	—
39 MM a	—	—	obrátený	—, konšt.,	—
39 MM b	—	—	obrátený	—, konšt.,	—
53 MF			nezonálny		

Hodnoty sú vypočítané na základe údajov v tab. 2; + = vzrast hodnoty v smere od stredu k okraju; — = pokles hodnoty v danom smere; $X_{Mg}^{Gar} = Mg/Mg + Fe + Mn$; $X_{Ca}^{Gar} = Ca/Ca + Fe + Mg + Mn$

malej ploche (jadrá Suchého, Malej Magury a Malej Fatry). Uvedenú skutočnosť môže spôsobovať zonálnosť podmienok pri regionálnej metamorfóze vekove zhodných hornín danej oblasti. Výskyt všetkých opísaných typov granátu v Suchom, granátu s obráteným typom chemickej zonálnosti v Malej Magure a nezonálneho vysokoteplotného granátu v Malej Fatre môže byť dôsledkom rôzneho stupňa erózie metamorfného plášťa granitových masívov. Vyššie uvedené zistenia možno vysvetliť aj metamorfózou starších metasedimentov a sedimentov s prítomnými klasickými granátmi (polymetamorfózou). V tom prípade sa naskytá možnosť na základe vlastností granátu a dešifrovaných podmienok metamorfózy navzájom odlišiť rôzne vekové horninové sekvencie kryštalinika centrálnej zóny Západných Karpát. V zmysle tejto úvahy by bolo možné predpokladať, že pararuly Malej Fatry, a to najmä okaté typy, predstavujú najvyššie metamorfované (pôvodne až granulitová fácía?) a zároveň najstaršie (prekambrium?) horniny kryštalinika uvedených jadier. Pararuly zo Suchého so zisteným priamym typom chemickej zonálnosti granátov by v tomto prípade predstavovali nižšie metamorfované (staurolitová izograda) a zároveň mladšie (mladoproteozoické?, staropaleozoické?) horninové sekvencie, ktoré boli metamorfované až v druhom metamorfnom cykle. Tento cyklus spôsobil metamorfnú rekryštalizáciu pri nižších PTX podmienkach.

Výsledky tejto etapy nášho štúdia považujeme za jeden z príspevkov k pokusom o dešifrovanie typu a intenzity metamorfných procesov, ktoré sa uplatnili na predvrchnokarbónskych komplexoch centrálnej zóny Západných Karpát.

Literatúra

- Anderson, D. E. — Olimpio, J. C. 1977: Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. *Canad. Mineralogist*, 15, 2, 205—216.
- Árkai, P. — Nagy, G. — Pantó, G. 1975: Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 19, 1—2, 17—42.
- Atherton, M. P. 1968: The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contr. Miner. Petrol.*, 18, 4, 347—371.
- Aučenko, O. V. 1982: Petrogenetická a informativnosť granátov metamorfičeských porod. *Moskva, Izd. Nauka*, 104 s.
- Cambel, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy v severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3—55.
- Dyda, M. 1980: Metamorphic grade and packing index in garnets. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, 359—374.
- Dyda, M. 1981: Metamorphic grade and packing index of coexisting biotites and garnets from the Malé Karpaty Mts. metapelitic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 2, 269—286.
- Edmunds, W. M. — Atherton, M. P. 1971: Polymetamorphic evolution of garnets in the Fanad aureole, Donegal, Eire. *Lithos*, 4, 2, 148—161.
- Fediuková, E. — Vejnár, Z. 1971: Optic and cryptic zoning in garnets in West-Bohemian amphibolites. *Lithos*, 4, 2, 205—212.
- Goldschmidt, V. M. 1920: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Die Injektion-metamorphose im Stavangergebiet. *Vidensk. Skr., I, math. naturwiss. Kl.*, 10, 142 s.
- Gorek, A. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. *Geol. Sbor.*, 10, 1, 13—88.
- Grant, J. A. — Weiblen, P. W. 1971: Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *Amer. J. Sci.*, 270, 4, 281—296.
- Greguš, J. 1982: Compositional zoning of garnets from the Veporide crystalline rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 2, 197—210.
- Harker, A. 1939: *Metamorphism*. 2nd ed. London, *Methuen and Co.*
- Hovorka, D. 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). *Krystalinikum*, 11, 87—99.
- Hovorka, D. — Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, 1, 1—12.
- Hsü, K. J. 1965: Metamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 4, 237—239.

- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalínika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, 187—212.
- Jermakov, N. P. 1972: Geochimickája sistema vklúčenij v mineralach. *Moskva, Izd. Nedra*, 375 s.
- Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov.*, 15, 4, 289—302.
- Korikovskij, S. P. 1979: Faciji metamorfizma metapelitov. *Moskva, Izd. Nauka*, 263 s.
- Korikovskij, S. P. — Cambel, B. — Boronichin, V. A. — Putiš, M. — Miklóš, J. 1985: Fazovyje rovnovesija i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug Modranskogo granitnogo massiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 51—74.
- Kuno, M. — Kuroda, Y. 1973: On the chemistry on coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rock, central Abukuma. *J. Geol. Soc. Japan.*, 79, 9, 621—641.
- Maheľ, M. — Kamenický, J. — Fusán, O. — Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, zv. 1. *Praha, Nakl. ČSAV*, 496 s.
- Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. *Praha, Naklad. ČSAV*, 225 s.
- Méres, S. 1983: Litológia a geochémia pararúl tatrida a veporidných zón centrálnych Západných Karpát. [Diplomová práca.] *Manuskript — Katedra geochémie PF UK Bratislava*, 94 s.
- Méres, S. — Hovorka, D. (v tlači): Význam granátov pre riešenie genézy metamorfovaných hornín. *Geol. Práce, Spr.*
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Red. J. Vozár. Bratislava, GÚDŠ, 321—337.
- Müller, G. — Schneider, A. 1971: Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrology*, 31, 178—200.
- Miyashiro, A. 1953: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. cosmochim. Acta*, 4, 4, 179—208.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. *London*, 479 s.
- Miyashiro, A. — Shido, F. 1973: Progressive compositional change of garnet in metapelite. *Lithos*, 6, 1, 13—20.
- Nandi, K. 1967: Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Mineral. Mag.*, 36, 1, 89—93.
- Perčuk, L. L. 1970: Ravnovesija porodobrazujuščich mineralov. *Moskva, Izd. Nedra*, 390 s.
- Perčuk, L. L. — Lavrentjeva, I. V. — Kotelnikov, A. R. — Petřík, I. 1984: Svravnitel'naja charakteristika termodinamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo Kavkazskogo chrebtá i Zapadnyh Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 1, 105—155.
- Rast, N. 1958: Metamorphic history of the Schichallion Complex. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 63, 2, 413.
- Rast, N. — Sturt, B. A. 1957: Crystallographic and geological factors in the growth of garnets from Central Perthshire. *Nature*, 179, 215.
- Sobolev, N. V. 1964: Klassifikacija porodobrazujuščich granatov. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 157, 2, 353—356.
- Spišiak, J. — Hovorka, D. 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from the Rudňany area (the Paleozoic, the Spišskogemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 40, 61—78.
- Spry, A. 1969: Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press, 350 s.
- Sturt, B. A. 1962: The composition of garnets from pelitic schists in relation to grade regional metamorphism. *J. Petrology*, 3, 2, 131—191.
- Tracy, J. R. — Robinson, P. — Thompson, A. B. 1976: Garnet composition zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Amer. Mineralogist*, 61, 7—8, 762—775.
- Vozárová, A. — Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpských granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen.*, 10, 199—221.
- Vrána, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 1, 41—54.
- Woodsworth, G. J. 1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canad. Mineralogist*, 15, 2, 230—242.
- Yardley, B. W. D. 1977: An empirical study of diffusion in garnet. *Amer. Mineralogist*, 62, 7—8, 793—800.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát. *Věst. Stát. Geol. Úst. Čs. Republ.*, 12, 6, 207—239.
- Zwart, H. J. 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). *Geol. Rdsch.*, 52, 1, 38—65.

Garnets from paragneisses of the central zone of the West Carpathians

Several paragneiss varieties represent the main type of metasediments of Pre-Upper Carboniferous age in the central zone of the West Carpathians (using their subdivision into the outer, central and internal zone). Garnet is present as frequent but usually only accessory mineral phase in these rocks. Investigations have been concentrated into the composition and relations of garnet from paragneiss varieties of the Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts.

Several types of garnet may be distinguished in these paragneiss varieties based on microscopy and analytical results (EDAX electron microprobe analysis). For their distinction, four main aspects of properties have been used:

- A) Morphology and relations to other mineral phases in the rock
 - A.1 — Isolated grains
 - A.2 — Cumuloblasts of several grains
- B) Relative size in relation with other mineral phases
 - B.1 — Fine idioblastic inclusions (under 0.1 mm) in plagioclase
 - B.2 — Garnet grains in sizes corresponding to that of other mineral phases in the rock
 - B.3 — Garnet porphyroblasts
- C) Mechanical (structural) homogeneity
 - C.1 — Structurally unzoned garnet (B.1 type or elsewhere also the B.3 type)
 - C.2 — Structurally zoned garnet (B.2 type or elsewhere even the B.3 type)
 - C.2.a — Zoned garnet containing two zones
 - C.2.b — Zoned garnet containing three zones
- D) Homogeneity of chemical composition
 - D.1 — Chemically unzoned garnet
 - D.2 — Chemically zoned garnet

D.2.a — Garnet with prograde zoning

D.2.b — Garnet with reverse zoning

The structural zoning of garnet is caused by submicroscopic inclusions.

Changes in chemical composition of garnet along profile lines (figs. 3 to 8) point to the presence of several garnet composition types: a — unzoned garnet, b — garnet with prograde zoning, c — garnet with reverse zoning.

The discovered properties of garnet in the respective paragneiss samples may be interpreted in several manner:

— the garnet originated both in prograde and retrograde path of a generally prograde metamorphism,

— garnet originated during polymetamorphism of rocks,

— parts of garnet grains (namely the central parts of unzoned, high-temperature crystals, e. g. sample № 22 S b, or the central zones of pronouncedly different composition, e. g. sample № 35 S a) represent clastic garnet whereas other part of the same grain (transparent outer rims) generated under processes indicated in the former points.

Assessment of all obtained data led to the conclusion that conditions of metamorphic recrystallization increased in the direction from the Suchý Mts. through the Malá Magura Mts. and highest intensity achieved in the Malá Fatra Mts. Considering the high-temperature, unzoned garnet containing high proportions of the pyrope constituent (about 20 %) with simultaneously low amounts of MnO, it is assumed that conditions of the high temperature amphibolite facies or even that of granulite facies have been reached in the respective rocks. Such highgrade metamorphites may point to the probable presence of metamorphites of Proterozoic age in the Pre-Upper Carboniferous crystalline sequence of the investigated mountain ranges, namely in the Malá Fatra Mts.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Podzemné vody okolia Košíc a problematika ich využívania pre zásobovanie obyvateľstva

Pobočka SGS v Košiciach usporiadala dňa 26. 5. 1987 hydrogeologický seminár na tému Podzemné vody okolia Košíc a problematika ich využívania pre zásobovanie obyvateľstva. Aktuálnosť a potrebu usporiadania seminára, ktorý sa uskutočnil ako akcia mimo plánu, ostali sa však vynára otázka, či situáciu v zásobovaní Košíc pitnou vodou.

V krátkom časovom odstupe troch rokov sa už po druhý raz, ale v podstatne intenzívnejšej miere, prejavil v Košiciach v zimnom a jar-nom období r. 1986/1987, výrazný nedostatok pitnej vody. Tento stav pretrváva aj v lete 1987, aj keď to obyvateľov mesta natoľko nepostihuje.

Nepriaznivé hydrologické podmienky v roku 1986 na východnom Slovensku sa mimoriadne kriticky prejavili v nedostatku zásob povrchových i podzemných vôd. V tejto súvislosti sa však vynára otázka, či situáciu v zásobovaní pitnou vodou „majú na svedomí“ len klimatické podmienky, ktoré sa z času na čas prejavujú extrémami smerom hore alebo dole, ďalej otázka, ako sa využívajú zásoby podzemných vôd, ktoré boli v minulosti v okolí Košíc zistené, hydrogeologicky preskúmané a zdokumentované. Odpoveď by mohla znieť: nedostatočne, a to najmä z pohľadu kvantitatívneho ocenenia podzemných vôd, tak ako je to zdokumentované vo viacerých záverečných správach.

Dnes je však situácia ďaleko komplexnejšia, ako pred niekoľkými rokmi, a to najmä z hľadiska kvality podzemnej vody. Otázka maximálneho, resp. racionálneho využívania podzemnej vody sa preto dostala do inej polohy. Cieľom seminára predovšetkým bolo:

— na základe najnovších poznatkov oboznámiť širokú geologickú verejnosť združenú v pobočke SGS Košice a ostatných prítomných najmä z radov vodohospodárov s hydrogeológiou okolia Košíc;

— informovať o súčasnom stave využívania podzemných vôd pre hromadné zásobovanie obyvateľstva;

— poskytnúť námety na ďalší postup pri hydrogeologickom prieskume a ochrane podzemných vôd.

Na seminári odznali tieto prednášky:

E. Bugorčíková: Zásobovanie Košíc pitnou vodou — súčasný stav a perspektívy

Prednáška vedúcej odboru poľnohospodárstva a lesného hospodárstva Národného vy-

boru mesta Košíc bola vhodným úvodom seminára. Zdokumentovala rozvoj mesta a zabezpečenie potrieb pitnej vody postupným budovaním jej zdrojov. V súčasnosti viac ako polovicu dodávky pitnej vody do Košíc zabezpečujú zdroje podzemnej vody, napr. pramene v Slovenskom krase, Čermeľskej doline a vŕtané studne z náplavov Hornádu. Hlavný zdroj povrchovej vody predstavuje vodárenská nádrž Bukovec v Slovenskom rudohorí. Stav v zásobovaní pitnou vodou sa podstatne zlepši v blízkej budúcnosti dodávkou vody z nádrže Starina na rieke Cirocha, povrchovým odberom z povodia Bodvy, lepším využitím prameňov v Slovenskom krase a v závislosti na kvalite odberom vody z náplavov Hornádu južne od Košíc. Po roku 1990 sa uvažuje s prívodom vody z vodnej nádrže Domaša.

L. Cibulka — A. Halešová — M. Haluška — M. Šindler: Hydrogeologické pomery širšieho okolia Košíc

Súčasný znalosti hydrogeológie tejto oblasti, ktorá pokrýva plochu asi 1200 km², sú výsledkom práce početného kolektívu hydrogeológov od začiatku 60. rokov až podnes. Objektom záujmu hydrogeológov boli spočiatku najmä náplavy Hornádu, Torysy a Bodvy, v neskorších rokoch sa práce orientovali aj na horské oblasti paleozoika a mezozoika Čiernej hory, neovulkanitov Slanských vrchov a prilahlých častí neogénnych sedimentov Košickej kotliny. Vo viacerých oblastiach hydrogeologický prieskum a výskum pokračuje, alebo sa sústreďuje na menšie územné celky.

Na základe súčasnej úrovne poznania hydrogeologických pomerov okolia Košíc možno uvažovať o odbere podzemnej vody pre zásobovanie obyvateľstva zo všetkých geologických útvarov okrem východnej časti Slovenského rudohoria. Množstvo vody, ktoré sa odoberá, resp. prichádza do úvahy pre odber, je rôzne. V prípade náplavov Hornádu, Bodvy a Idy ide o stovky l.s⁻¹, ale z prilahlých oblastí mezozoika Čiernej hory, neovulkanitov Slanských vrchov a sedimentov Košickej kotliny ide o zásobu, ktorá je v jednotlivých prípadoch rádovo o jeden stupeň nižšia.

Autori poukázali na jeden veľmi vážny problém, ktorého vyriešenie podmieňuje väčšie využívanie podzemnej vody, a to je jej

Pokračovanie na s. 378

Príspevok k petrografii a geochemii granitoidov Malej Fatry

LADISLAV KAMENICKÝ*, JURAJ MACEK*, JOZEF KRISTÍN**

* Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská 9, 814 73 Bratislava

** Geologický ústav Dionýza Stúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 27. 12. 1986

Заметка о петрографии и геохимии гранитоидов Малой Фатры, Западные Карпаты

Во варийском плутоне Малой Фатры принимают участие три основных типа гранитоидов: гибридные тоналиты, магурский тип тоналитов даже гранитов и метасоматически изменённые гибридные тоналиты. Интрузивного, т. е. магматического происхождения являются лишь тоналиты даже граниты магурского типа. К вычленённым типам гранитоидов приведена более детальная химическая и минералогическая характеристика и также химический состав некоторых породообразующих минералов.

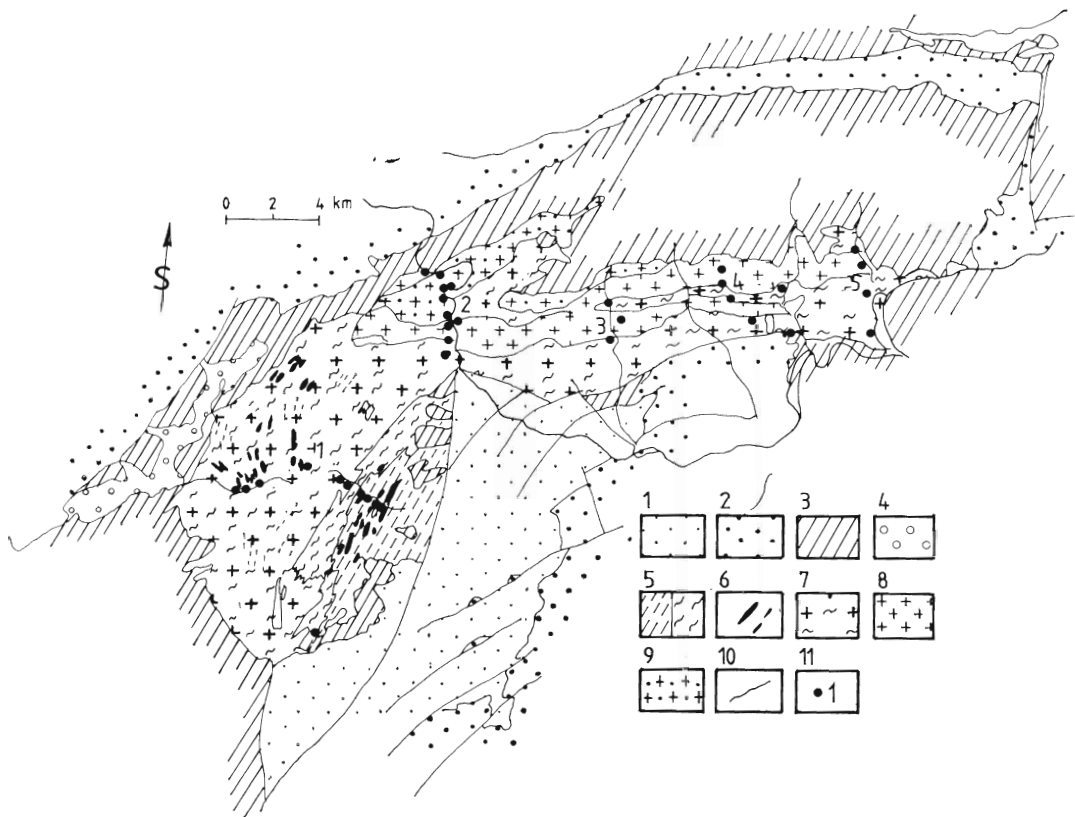
Contribution to the petrography and geochemistry of granitoids in the Malá Fatra Mts., West Carpathians

A plutonic body of Variscan age in the Malá Fatra Mts. is composed of three granitoid types: hybrid tonalite, tonalite to granite of the Magura type and metasomatic hybrid tonalite. Intrusive and hence real magmatic origin may be substantiated only for the tonalite to granite of the Magura type. Detailed chemical characteristics and mineral composition of the single types is given together with crystal chemistry of some rock forming minerals.

Kryštalinikum Malej Fatry pozostáva z dvoch čiastočne litologicky rozdielnych častí, a to z juhozápadnej časti (Veľká Lúka, 1476 m) s orientáciou tektonických štruktúr v smere JZ—SV a z časti na SV od doliny Váhu (Veľký Kriváň, 1709 m) s orientáciou stavby v smere V—Z. V prvej časti prevláda metamorfovaný plášť granitoidov a hybridné granitoidy s množstvom septov a blokov plášťa. V krivánskej časti sú takmer výlučne zastúpené

granitoidy, ktorých podstatnú časť tvoria magurské tonality až granity. Najhlbšie partie granitoidov sú obnažené v meandroch Váhu medzi Dubnou skalou a Strečnom (asi 400 m n. m.) a v záreze Oravy medzi Párnitou a Kralovanmi (okolo 450 m n. m.), najvyššie obnažené časti granitoidov sú vo výškach okolo 1700 m n. m. (Veľký Kriváň, 1709 m).

Obaľ kryštalinika leží v normálnej pozícii len na externom obvode krivánskej



Obr. 1. Geologická mapa kryštalinika Malej Fatry s vyneseními bodmi vzoriek KMF, resp. ZK v profiloch 1—5. V profile 1 (Kunerad — Mlynský potok) sú od Z na V vzorky KMF 8, 9, 10, 11, 11a, 11b, 12, 13, 14, 15. V profile 2 (zárez cesty pozdĺž Váhu) sú od S na J vzorky KMF 35, 6, 99 (ZK), 5, 98 (ZK), 4, 3, 2, oproti na druhej strane Váhu 97 (ZK), 1, 36, 37 a 81 (ZK). V profile 3 (zárez a okolie potoka Píla) sú od S na J vzorky KMF 36, 34, 37. V profile 4 (zárez Snilovskej doliny) sú od S na J vzorky KMF 30, 31, 32, 33. V profile 5 (zárez Bystričky) sú od S na J vzorky KMF 16 a ZK 113, KMF 17, 17a, 17b a ZK 114, KMF 18, ZK 21. V ústí susednej Šútovskej doliny je ZK 115, pri vodopáde ZK 116 a v najjužnejšom cípe kryštalinika v Trebosťovskej doline KMF 19, 1 — neogén, 2 — paleogén, 3 — mezozoikum obalu a príkrovov, 4 — mladšie paleozoikum, 5 — biotitické a dvojsľudové ruly so slabou injekčnou prímесou, 6 — amfibolity, 7 — hybridné tonality až leukogranodiority s blokmi a enklávami plášťa, 8 — magurský typ tonalitov až granodioritov, 9 — metasomaticky premenené hybridné tonality, 10 — litologické a tektonické rozhranie a profilové línie, 11 — body vzoriek KMF a ZK

Fig. 1. Geological map of the Malá Fatra Mts. crystalline indicating the sampling sites for KMF and ZK samples in profiles № 1 to 5. Rock units: 1 — Neogene, 2 — Paleogene, 3 — Mesozoic, 4 — Late Paleozoic, 5 — biotite and two-mica gneiss with slight injection admixture, 6 — amphibolite, 7 — hybrid tonalite to leucogranodiorite with blocks and enclaves of mantle rocks, 8 — tonalite to granodiorite of the Magura type, 9 — metasomatic hybrid tonalite, 10 — lithological and tectonic boundary, profile line, 11 — sample site (KMF and ZK samples)

časti, inde je kryštalinikum ohraničené zväčša tektonicky, napr. v západnej časti na kuneradskom zlome, na JZ na valčianskom zlome, hranicu na JV tvoria okrajové zlomy sčasti skryté pod neogénom a jeho východné ukončenie môžeme predpokladať na zázrivskom zlome (skryté pod vnútrokarpatským paleogénom a sub-tatranskými príkrovmi).

V samostatných výskytoch vystupujú granitoidy z podložia uprostred mezozoika pri Vrátnej a pri Párnici (blok granitoidov zaklinený vo vápencoch opísal Polák, 1979).

V staršej literatúre sa o granitoidoch Malej Fatry zmieňuje Štúr (1860) a Uhlig (1902, 1903). Podrobnejšiu geologickú mapu z juhozápadnej časti zostavil Kuthan (in Andrusov — Kuthan, 1944, 1947). Novšie poznatky sa opierajú o prehľadné štúdie a geologické mapy Ivanova a Kamenického (in Ivanov — Kamenický, 1957), ktorí vyčlenili dva hlavné typy granitoidov, a to hybridné až oligoklasicko-biotické granitoidy a typický magmatický magurský typ. Premenené variety hybridných granitoidov obohatené ružovým

K živcom považovali za metasomaticky zmenené. Neskôr sa vydala geologická mapa v mierke 1 : 50 000, zahrňujúca krivánsku časť Malej Fatry a vysvetlivky k nej (Haško — Polák, 1979). Polák (1979) tiež publikoval profil kameňolomom Smolenová pri Párnici, v ktorom uprostred strednotriasových vápencov v nadloží spodnotriasových kremencov a bridlic leží v paraautochtónnej pozícii blok granitoidov. Drobnejšie zmienky o granitoidoch sa nachádzajú aj v práci Kamenický — Macek (1984) a Kamenický — Macek — Krištín (1985). Podrobnejšie údaje o zložení minerálov granitoidov, o chemickom zložení a modálnom zložení granitoidov a o ich genéze sa nachádzajú v správe o geochemicko-mineralogickom výskume kryštalinika Malej a Veľkej Fatry (Kamenický — Macek — Krištín, 1985).

V tejto práci dopĺňame doterajšie poznatky mineralogického a geochemického charakteru o ďalšie kvalitatívne i kvantitatívne údaje a porovnávame granitoidy Malej a Veľkej Fatry (granitoidmi Veľkej Fatry sa zaoberá článok Macek — Kamenický — Krištín, 1987).

TAB. 1
Prehľad modálneho zloženia granitoidov Malej Fatry
Review of modal composition in the granitoids of the Malá Fatra Mts.

	KMF												
	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	16	17	18
KŽ	5	23	17	23	23	8	2	—	—	—	14	8	8
Pl	51	35	50	29	30	53	53	55	56	48	48	55	42
Kr	30	30	25	35	34	27	32	22	25	33	27	22	32
B	12	10	7	9	8	10	8	21	17	14	6	11	14
Mu	1	1	—	3	4	1	4	—	—	3	4	3	3
A	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1
O/M	0	0	O/M	O/M	M	0	M	—	—	—	O/M	O/M	M

KŽ — draselný živec, Pl — plagioklas, Kr — kremeň, B — biotit, Mu — muskovit, A — akcesórie, O — ortoklas, M — mikroklin

Hybridné tonality

Hybridné tonality až leukotonality zaberajú v Malej Fatre oblasť kontaktu plutónu s rulovým komplexom. Ide vlastne o rôzne intenzívne granitizované ruly

s premenlivým zložením v závislosti od pretavenej, rekryštalizovanej a prinesenej zložky. Veľmi časté sú pohltené bloky rúl, šľiry alebo len ich reliktné minerály. Granitoidy potom často majú naznačené tvarové usporiadanie lupienkov sludy. Sme-

TAB. 2
Chemické zloženie vzoriek granitoidných hornín Malej Fatry
Chemical composition of in the main granitoid types of the Malá Fatra Mts.

Kysl.	KMF									
	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11
SiO ₂	70,36	71,62	72,08	68,68	71,18	70,86	71,86	64,50	64,42	68,96
TiO ₂	0,44	0,38	0,34	0,46	0,36	0,38	0,41	0,57	0,64	0,40
Al ₂ O ₃	14,78	14,43	14,15	16,05	13,69	15,19	14,34	16,37	16,59	17,03
Fe ₂ O ₃	0,66	0,92	0,49	0,75	1,19	0,97	0,18	0,79	1,44	0,60
FeO	1,70	1,15	1,29	1,62	1,30	1,22	1,66	3,21	2,91	2,08
MnO	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	st.	0,02	0,01	0,01
MgO	0,98	0,83	0,97	1,03	1,05	0,98	0,29	2,92	2,51	0,97
CaO	3,22	2,30	1,52	2,71	2,16	2,16	1,56	2,56	3,58	2,18
Na ₂ O	4,00	3,72	4,10	4,71	3,62	4,31	4,82	3,91	3,81	4,41
K ₂ O	2,52	3,35	3,08	1,92	3,45	2,18	2,52	1,53	1,23	1,60
H ₂ O ⁺	0,76	0,78	1,32	1,48	1,10	1,46	0,98	2,46	2,16	1,06
H ₂ O ⁻	0,06	0,10	0,24	0,12	0,54	0,12	0,32	0,26	0,26	0,20
P ₂ O ₃	0,33	0,18	0,33	0,29	0,23	0,16	0,26	0,61	0,20	0,18
Suma	99,85	99,77	99,92	99,83	99,88	100,20	99,93	99,71	99,76	99,94

	KMF									
	15	16	17	18	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	69,84	71,66	68,67	68,34	71,27	70,45	70,32	71,00	69,60	69,15
TiO ₂	0,56	0,33	0,41	0,43	0,27	0,26	0,30	0,39	0,34	0,43
Al ₂ O ₃	14,26	14,61	16,01	16,80	14,44	15,00	14,16	13,90	14,90	13,93
Fe ₂ O ₃	0,26	0,52	0,17	0,75	1,65	1,32	1,24	1,18	0,81	1,26
FeO	4,04	1,41	2,18	1,84	1,18	1,23	1,38	1,54	2,04	2,07
MnO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,02
MgO	1,68	0,89	0,92	0,95	0,88	0,82	1,06	1,28	1,12	1,62
CaO	2,30	1,63	2,82	2,65	2,85	3,33	3,41	2,70	3,52	2,48
Na ₂ O	3,16	4,10	4,93	4,82	3,03	3,47	3,68	3,39	3,89	3,47
K ₂ O	2,45	2,88	1,77	1,77	2,82	2,66	2,21	2,37	2,21	2,58
H ₂ O ⁺	0,82	1,48	1,44	1,36	1,06	0,76	1,50	1,52	1,00	2,30
H ₂ O ⁻	0,28	0,18	0,08	0,32	0,38	0,26	0,30	0,28	0,12	0,16
P ₂ O ₃	0,17	0,09	0,32	0,11	0,14	0,20	0,18	0,20	0,25	0,31
Suma	99,84	99,80	99,76	100,18	100,02	99,80	99,79	99,81	99,58	99,78

rom do hlbších častí plutónu sú hybridné tonality rovnorodejšie, s menšou priestorovou usporiadanosťou sľúd. Xenolity sú v nich tiež zriedkavejšie. Kartograficky však možno tieto variety ťažko odlišovať od prv spomínaných typov. Uvedené variety tonalitov až leukogranodioritov budujú severozápadné svahy Martinských hólí, prípadne tvoria menšie telieska granitoidov v pararulovom plášti a prostredie, do ktorého intrudovali magurské typy tonalitov v krivánskej časti Malej Fatry. Ich žilný sprievod tvoria aplity a pegmatity bielej farby.

Modálne zloženie hybridných tonalitov je v tab. 1. Relatívne vysoký podiel biotitu a naopak nízky podiel K živca je ich typickou vlastnosťou.

Makroskopicky hybridné tonality a ich variety sú stredne až hrubozrnné horniny sivej farby so zelenkastým odtieňom. V mikroskope sa vyznačujú hypidiomorfnou štruktúrou a zväčša usporiadanou textúrou, naznačenou často aj striedaním šmuhovitých akumulácií sľudy, resp. ostatných zložiek.

V minerálnom zložení hybridných tonalitov je zastúpený biotit, plagioklas a kremeň ako hlavné zložky, ďalej podradný, nie vždy prítomný K živec, muskovit a akcesórie.

Biotit (obr. 4) je obvyčajne silne chloritizovaný a epidotizovaný (obr. 5), len výnimočne (najmä ako uzavrenina) je zachovaný v iných mineráloch. Ojedinele možno pozorovať prerasty s muskovitom, niekedy prenikanie K živca pozdĺž štiepateľnosti biotitu (obr. 6). Ako uzavrenina je podradne prítomný zirkón, častejšie drobný idiomorfny apatit I (obr. 7) a apatit II. Pri premene vzniká aj titanit (obr. 8).

Plagioklas tvorí hlavnú zložku horniny. Býva polysynteticky podľa albitového zákona zdvojitý, výnimočne sú karlovarské zrasty. Občas možno vidieť ohýbanie alebo lamanie líst plagioklasov. Pukliny bývajú vyhojené drobným agregátom kremeňa, prípadne epidotu. Prítomná je zväčša len jedna generácia plagioklasu. Je silne premenená až albitizovaná. Stanovená bazicitá kolíše v rozmedzí An 32–35 % (obr. 9). Albitizované partie k okraju zrn majú An v rozmedzí 24–27 %,

prípadne ide až o čistý albit s An 6–9 %, bod 5 (obr. 4), ktorý je prítomný i v drobných žilkách naprieč zrn. Pri premene plagioklasu vzniká sericit, v extrémnejších procesoch hlavne zoisit.

Kremeň vystupuje v jednej alebo v dvoch generáciách. Prvá z nich tvorí väčšie kataklazované zrná, silne undulózne zhašajúce (až do 33°), druhá z nich tvorí drobnozrnný agregát v interstíciách ostatných minerálov. Má menšiu undulóžitú. Kremeň uzatvára plagioklasu a biotitu, prípadne apatit II.

K živec nebýva konštantnou zložkou variet hybridných tonalitov. Ak je prítomný, je alotriomorfny a preniká po interstíciách. Vzniká pri metasomatických procesoch.

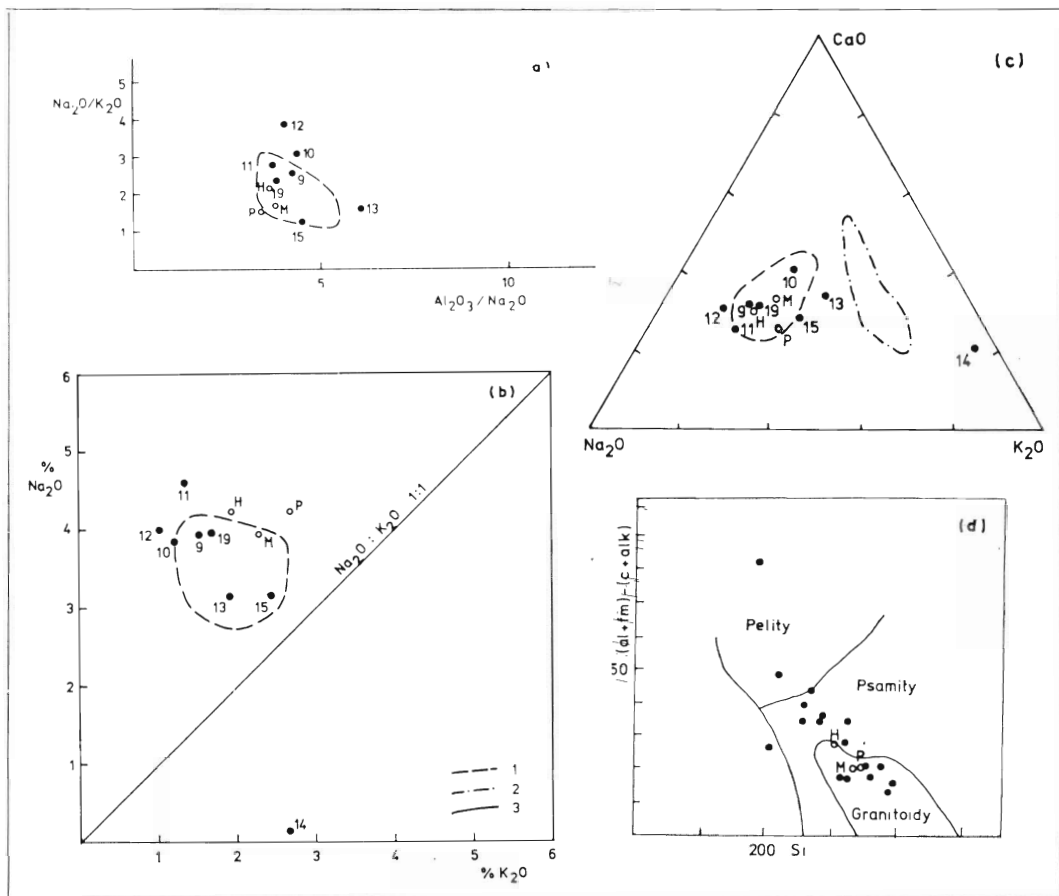
Muskovit nie je obvyklým komponentom variet hybridných tonalitov. Býva prítomný ako ojedinelé prerasty s biotitom (primárny?), alebo vzniká individualizáciou sericitu pri intenzívnejšej metasomatickej premene plagioklasov, alebo tvorí posledný minerál kryštalizácie v interstíciách ostatných zložiek.

Akcesórie zastupuje sporadický zirkón, hojnejšie apatit dvoch generácií a titanomagnetit. Výnimočne je prítomný sillimanit, granát a amfibol. Broska (1985) konštatoval tiež malý podiel monazitu (výnimočne vyšší), allanit, hodne limonitu a epidotu. Generácie apatitu sa líšia umiestnením v kryštalizačnom rade, veľkosťou, habitom a chemickým zložením.

Pre hybridné tonality (tab. 3) je typický vysoký obsah biotitu s vysokým obsahom MgO a nízkym FeO, relatívne vysoký podiel plagioklasu, ale s nízkym intervalom bazicity a nízky podiel alebo neprítomnosť K živca a muskovitu, ktorého chemické zloženie je blízke magurskému typu. Chemické zloženie horniny sa vyznačuje relatívne nízkym obsahom SiO₂ a pomerne vysokým obsahom MgO.

Magurský tonalit až granodiorit

Väčšie priestory v krivánskej časti Malej Fatry zaberá okrem hybridných tonalitov magurský tonalit až granodiorit tvoriaci intruzívne telesá pretiahnutého tvaru. Tieto telesá sú pomerne úzke a vertikálne zvýšené. Jedno teleso sa tiahne rovnobežkovým smerom zo Stráňavskej doliny cez južné svahy Grúňa (1101 m), dolinu Váhu na J od Jánošíkova, Kľačiansku dolinu a Kľačiansku Maguru (1367 m)



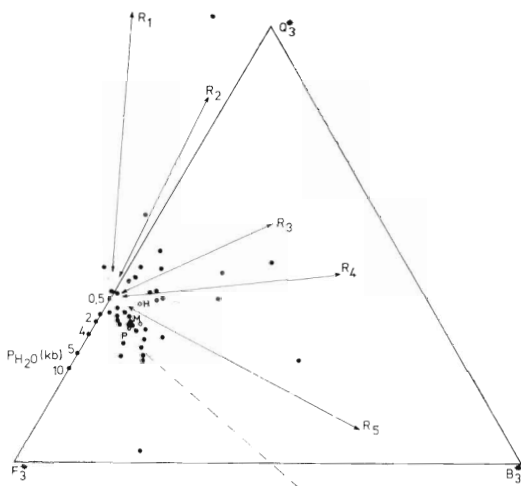
Obr. 2. Diskriminačné diagramy metasedimentov (a, b, c — podľa Hovorku, 1975; d — v diagrame Simonena, 1953). 1 — metadroby, 2 — metapelity, 3 — metapelity, metapsamity a granitoidy

Fig. 2. Discrimination plots of metasediments (a, b, c — according to Hovorka, 1975, d — in the Simonen's, 1953, plot). 1 — metagreywacke, 2 — metapelite, 3 — metapelite, metapsammite and granitoids

po ústie Šútovskej doliny. Jeho vetva ide paralelne z doliny Hoskora cez Solisko (1277 m), Kokolovú (1380 m), cez doliny Bystričky a izolované výskyty v záreze doliny Oravy až temer po Párnicu. Ďalšie menšie teleso prebieha v juhovýchodnom okolí Strečna až po Beliansku dolinu. Lokalizácia týchto telies naznačuje priebeh jednej z termálnych osí variského orogénu so smerom (teraz) V—Z.

Magurské tonality sú nápadné všesmer-

ne zrnitou, rovnomernou štruktúrou s homogénnym minerálnym zložením. Zrnitosť je relatívne menšia ako u ostatných typov granitoidov Malej Fatry. V reláciách jedného telesa sa vyskytujú i leukokratnejšie a na K živce bohatšie variety, prípadne v okolí výnimočne pohltených blokov plášťa aj hybridné variety. Na endokontakte s prostredím pribúda muskovitu a K živca. Makroskopicky sú strednozrnité a majú svetlošedú farbu bez výraznejších



Obr. 3. Multikatiónový diagram $Q_3 \times B_3 \times F_3$ de la Rochea (1979). Prerušovaná čiara — trend magmatickej diferenciácie, $R_1 - R_4$ — trendy genézy granitoidov granitizáciou metasedimentov rôzneho charakteru, R_5 — trend genézy granitoidov granitizáciou magmatitov Fig. 3. Multi-cation $Q_3 \times B_3 \times F_3$ plot by de La Roche (1979). Dashed line — trend of magmatic differentiation, $R_1 - R_4$ — trends of granitoid genesis by granitization of various metasediments, R_5 — trend of granitoid genesis by granitization of magmatites

znakov premien jednotlivých minerálov.

Modálne zloženie uvedených variet je v tab. 1.

V mikroskope môžeme pozorovať hypidiomorfne zrnitú štruktúru, lokálne slabo porfyrickú, a prevládajúcu všesmerne zrnitú textúru magmatickej nepremenenej horniny.

Biotit vystupuje v interstíciách (obr. 10), ale bezne tvorí i uzavreniny v plagioklase, kremeň a v K živec (obr. 11). V mikroskope je časť biotitu premenená a časť nepremenená, nedá sa ale bezpečne stanoviť, či ide o tú istú generáciu alebo o dve generácie. Biotity v priestore postihuje premena nepravidelná. Nepremený biotit má hnedý až slabo červenastý pleochroizmus podľa γ a β (Bvstrička), v záreze cesty na S od Dubnej skaly podľa γ a β tmavohnedý a podľa α slabožltý. Premenený biotit je svetlozelený.

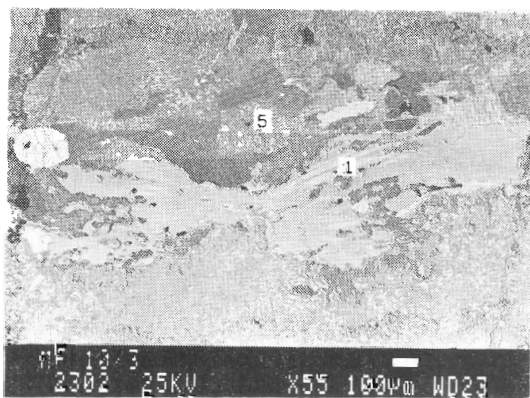
Biotit má uzavreniny sporadického zirkónu

a apatitu I. Apatit II vystupuje v blízkosti biotitu, ale i mimo neho, má zaokrúhlené izometrické tvary a pozmenené chemické zloženie. Pri chloritizácii biotitu vzniká aj rôzny podiel epidotu a titanit. V asociácii s biotitom sa vyskytuje občas muskovit, usmerný súhlasne alebo aj naprieč jeho štiepateľnosťou.

Plagioklas je hypidiomorfny, zriedka idiomorfny, niekedy tvorí výrastlice. Obvykle nie je intenzívne premenený, niekedy máva uzavreté jadro silnejšie premeneného plagioklasu. V okolí kameňolomu Bystrička vystupuje premenený plagioklas aj samostatne a má charakter restitového materiálu. Bazicitu plagioklasu sa mení od stredu k okraju zrn v rozmedzí An 43 až 28. V oblasti zatlačovania mikroklínom je silná albitizácia (obr. 12). Dvojčatenie je albitické, menej často karlovarské.

Kremeň vystupuje v dvoch formách, a to vo väčších undulóznych a kataklazovaných zrnách alebo v lokálnych alotriomorfnych agregátoch jemnejšieho zrna, vyplňujúcich intersticiálne priestory medzi ostatnými zložkami. Jemnozrnná populácia v asociácii so sericitom a epidotom, sústredená v žilkách, je sekundárna.

K živec je prítomný v alotriomorfnych, zriedka porfyroblastických zrnách uzatvára-



Obr. 4. Relikt nepremeneného biotitu, ktorého chemické zloženie v bode 1 je SiO_2 36,60, Al_2O_3 16,34, Na_2O 0,05, CaO 0,03, MgO 11,57, FeO 14,79, TiO_2 3,01, K_2O 9,79 %, v zostávajúcej časti je chloritizovaný. V okolí je silne premenený albitizovaný plagioklas so zložením v bode 5 $Ab_4An_5Or_{55}$ s obsahom minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny (obr. 4—12; kompozícia leštených výbrusov, CLEM GUDS Bratislava)

Fig. 4. Relic of unaltered biotite (point No 1) otherwise chloritized. Strongly altered albitized plagioclase in the surroundings

TAB. 3

Chemické zloženie minerálov hlavných typov granitoidov Malej Fatry
Chemical composition of rock forming minerals in the main granitoid types
of the Malá Fatra Mts.

	Biotit			Muskovit			Plagioklas			K živce					
Oxid.	Mg	Hybr.	Metas.	Mg	Hybr.	Metas.	Mg	Hybr.	Metas.	Mg	Hybr.	Metas.			
SiO ₂	35,33	36,60	34,56	46,43	45,59	45,26	61,50	58,58	61,00	60,02	68,09	61,55	64,97	-	64,60
Al ₂ O ₃	16,45	16,34	18,31	35,10	34,28	33,51	24,55	26,21	24,75	25,54	19,40	24,14	18,46	-	18,42
Na ₂ O	0,08	0,05	0,06	0,28	0,60	0,28	7,09	5,96	7,67	6,90	11,03	7,04	0,77	-	0,58
K ₂ O	9,96	9,79	9,78	11,02	10,48	9,52	0,27	0,18	0,18	0,24	0,14	0,36	15,26	-	16,02
CaO	0,00	0,03	0,06	0,01	-	0,04	5,10	7,94	6,24	7,22	0,64	5,05	0,10	-	0,10
MnO	0,08	0,04	0,38	0,03	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	9,67	11,57	7,86	0,74	0,61	0,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,52	14,79	20,94	1,30	1,22	3,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	2,96	3,01	3,35	0,80	0,89	1,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	0,12	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	92,17	92,22	95,63	95,71	93,68	94,22	99,51	98,87	99,84	99,92	99,30	98,14	99,56	-	99,72

Stanovené rtg mikroanalýzátorm Super Probe 733 v laboratóriu CLEM GÚDŠ Bratislava

júcich plagioklas a biotit. Rtg difrakcia potvrdila jednak mikroklin (obr. 12) triklinity 0,8 a jednak intersticiálny alotriomorfný triklinizovaný ortoklas s triklinitou do 0,4 (obr. 13). Zloženie pevného roztoku je v tomto prípade Or₉₀Ab₁₀.

Akcesórie. K najvýraznejším akcesóriám patrí titanomagnetit (obr. 10) zloženia: FeO 78,06, TiO₂ 10,85, Al₂O₃ 0,13 a Cr₂O₃ 0,2 %, apatit zloženia: CaO 52,67, Na₂O 0,05, K₂O 0,1 a FeO 0,16 % a zirkón.

Zo sekundárnych minerálov je prítomný sericit, epidot — zoisit a titanit. Broska (1985) konšatoval pri štúdiu akcesorických minerálov ešte lokálne vyšší obsah zirkónu a len lokálne zastúpený ilmenit a arzenopyrit.

Chemické zloženie variet magurského typu tonalitov až granitov je v tab. 2.

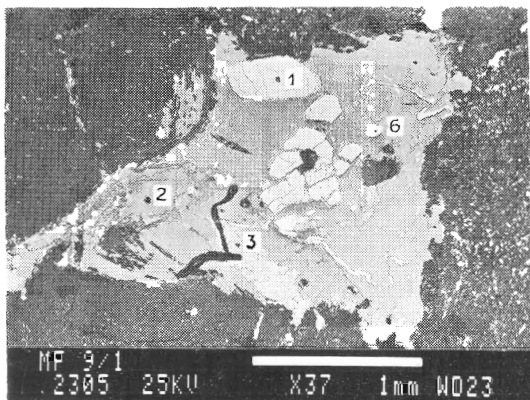
Typickou charakteristikou uvedených variet je prevládanie plagioklasu, stredný obsah biotitu a K živca a malý podiel muskovitu. V chemickom zložení nemá výrazné črty.

Metasomaticky zmenené hybridné tonality až granodiority

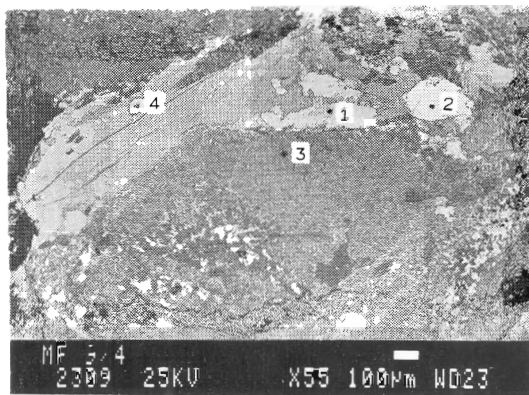
Tieto granitoidné horniny tvoria v Malej Fatre výraznú petrografickú varietu, ale netvoria samostatné geologické telesá. Primárne zloženie pôvodných hornín bolo metasomaticky zmenené. Ide najmä o albitizáciu a sericitizáciu plagioklasu, o chlori-

tizáciu a epidotizáciu, prípadne baueritizáciu biotitu a o novotvorenie muskovitu, mikroklinu a kremeňa. Hornina dostáva základné zelené sfarbenie, v ktorom sa výrazne vynímajú ružové až červenkasté K živce. Tvoria ojedinelé zrná a porfyroblasty, prípadne ich zhluky, ale aj výplne žiliek aplitového alebo pegmatitového vzhľadu. Vzniká tak hornina v literatúre často neprávom označovaná ako prašivský intruzívny typ granitov.

Metasomaticky zmenené variety granitoidov Malej Fatry sú rozšírené najmä po externom obvode krivánskej časti Malej Fatry v relatívnom nadloží strmo umiestnených intrúzií magurského typu granitoidov. V podloží netvoria väčšie komplexy. Makroskopicky sú zrnitosťou a primárnym zložením analógy hybridných tonalitov, z ktorých aj metasomatickými premenami vznikali. Vyskytujú sa zelenkasté variety alebo variety zelenkastej základnej farby s rôznym podielom na ružovo až červenkastom sfarbeného K živca. Zrnitosť je stredná až hrubá, často s naznačeným usporiadaním sľudy, prípadne jej šmuhovitých zhlukov. Svetlé minerály niekedy tiež tvoria šmuhovité akumulácie. Nehomogénnosť zloženia je nápadná. Makroskopicky bývajú plagioklasy zelenkasté.

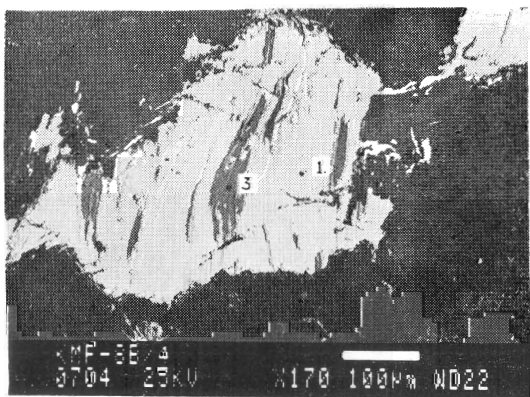


Obr. 5. Alotriomorfný chloritizovaný biotit so zložením v bode 2: SiO_2 27,53, Al_2O_3 19,14, Na_2O 0,04, CaO 0,03, MgO 17,52, FeO 20,95, TiO_2 0,02, K_2O 0,17 %. V spodnej časti je epidotizovaný. Zloženie epidotu v bode 3: SiO_2 36,83, Al_2O_3 21,69, CaO 23,82, MgO 0,06, FeO 12,74, TiO_2 0,05 %. Biotit obsahuje uzavreniny apatitu II, ktorého zloženie v bode 1 je: SiO_2 0,00, CaO 54,78, FeO 0,02, ZnO 0,12 (P_2O_5 sa na mikrosone neanalyzuje), a zirkón (bod 6). V okolí je plagioklas bazicity $\text{Ab}_{68}\text{An}_{32}\text{Or}_1$.
Fig. 5. Anhedral chloritized biotite (point No 3) altered into epidote in the lower part. Apatite II inclusions in biotite. Plagioclase of $\text{Ab}_{68}\text{An}_{32}\text{Or}_1$ composition in the surroundings

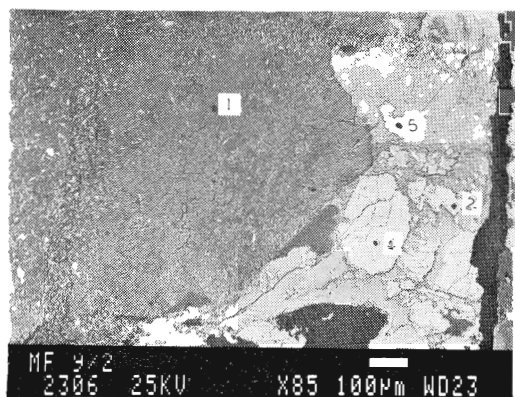


Obr. 7. Drobný idiomorfný apatit I analyzovaný v bode 4: CaO 52,98, FeO 0,29, TiO_2 0,18, ZnO 0,30 % uzavorený v chloritizovanom biotite. V okrajovej časti je prítomný apatit II analyzovaný v bode 2: CaO 52,50, FeO 0,01, TiO_2 0,00, ZnO 0,09 % (P_2O_5 sa na sonde neanalyzuje). Epidot analyzovaný v bode 1 má zloženie zodpovedajúce bodu 3 na obr. 5. Bazicitu nepremenenej časti plagioklasu analyzovaná v bode 3 zodpovedá hodnote $\text{Ab}_{67}\text{An}_{33}\text{Or}_1$.

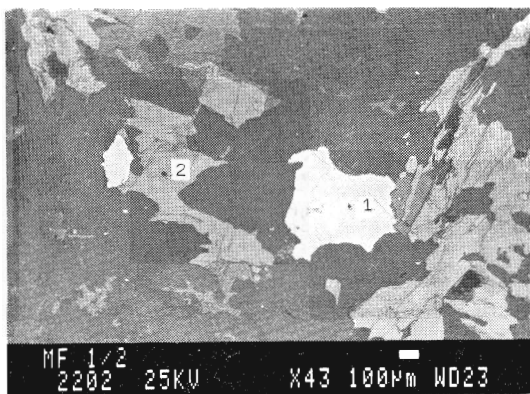
Fig. 7. Fine euhedral apatite (4) enclosed in chloritized biotite (3). Apatite II (1, 2) present in marginal parts



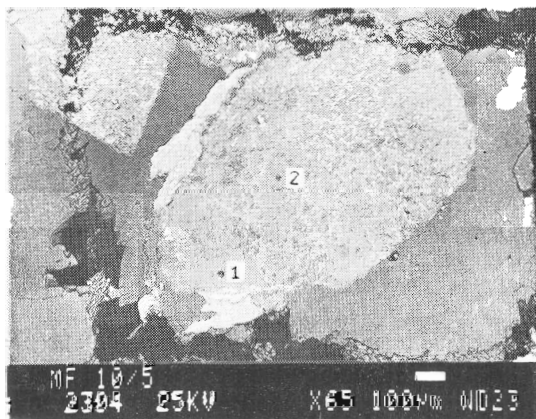
Obr. 6. Chloritizovaný biotit zloženia v bode 1: SiO_2 26,51, Al_2O_3 19,72, FeO 30,71, MgO 10,56, TiO_2 0,18, K_2O 0,05, MnO 0,53 % s K živcom umiestneným v štiepných plochách so zložením v bode 3: SiO_2 64,23, Al_2O_3 18,58, Na_2O 0,13, K_2O 15,18, CaO 0,01 %.
Fig. 6. Chloritized biotite (1) with K-felspar emplaced into cleavage surfaces of chloritized biotite (3)



Obr. 8. Titanit v chloritizovanom biotite. Zloženie titanitu v bode 2: SiO_2 30,62, Al_2O_3 2,63, CaO 28,40, FeO 0,48, TiO_2 36,01 %. V tesnej blízkosti je apatit II. Analýza v bode 4 zodpovedá hodnotám v bode 2, obr. 7. Plagioklas v bode 1 má zloženie $\text{Ab}_{66}\text{An}_{33}\text{Or}_1$, 5 — epidot.
Fig. 8. Titanite (points 2 and 4) in chloritized biotite (3)



Obr. 9. Silne premenený idiomorfný plagioklas s obmedzene merateľným jadrom bazicity v bode 2 $\text{Ab}_{61}\text{An}_{39}\text{Or}_2$. V okrajovej časti v bode 1 má zloženie $\text{Ab}_{68}\text{An}_{31}\text{Or}_1$. V okolí je kremeň
Fig. 9. Strongly altered euhedral plagioclase (1, 2)



Obr. 10. Nepremenený biotit a titanomagnetit alotriomorfného obmedzenia vystupujúci v interstíciách medzi plagioklasmi. Zloženie v bode 2: SiO_2 35,77, Al_2O_3 16,87, Na_2O 0,12, MgO 9,86, FeO 17,12, K_2O 9,77, TiO_2 3,37 %. V bode 1 bol analyzovaný titanomagnetit
Fig. 10. Unaltered biotite (2) and titanomagnetite (1) in interstices between plagioclase

Modálne zloženie variet týchto granitoidov kolíše v rozmedzí: 30–53 % plagioklasu, 25–34 % kremeňa, 8–23 % K živcov, 6–14 % biotitu, do 4 % muskovitu a asi 1 % akcesórií.

V mikroskope môžeme pozorovať nehomogénnu až porfyroblastickú hypidiomorfную štruktúru a textúru obvykle s náznakom usporiadania lupeňovitých komponentov, príp. ich šmúh. V minerálnom zložení hlavné zložky tvorí plagioklas, kremeň, K živec a biotit. Podradný je muskovit.

Biotit je v prevažnej časti týchto granitoidov intenzívne chloritizovaný a epidotizovaný (pomer chl : epid je asi 3 : 1), zriedka nepremený, s hnedastým alebo zelenkastým pleochroizmom, najmä ak tvorí uzavreninu v inom komponente. Ako uzavrenina je slabozastúpený zirkón a hojnejšie idiomorfný apatit I a apatit II. Prítomné sú aj opakové minerály. Drobné žilky prenikajúce horninou i jednotlivými minerálmi (aj mikroklinom) vyplňa kremeň, muskovit, chlorit, epidot, albit a kalцит.

Plagioklas je obvykle hypidiomorfný až alotriomorfný, zriedkavo idiomorfný. Zväčša je prítomný v jednej generácii so silnejšie premeneným jadrom s bazicitou do 30 An, s menej premenenými okrajmi s bazicitou 18–24 % An, prípadne až s albitovým lemom s An 6–12 %. Menej často je plagioklas zastúpený dvoma generáciami, kde premenené individua tvoria prvú z nich. Druhá, nepremenená, máva albitické, ale aj karlovarské zrasty Sericit vznikajúci pri premene plagioklasov sa len málokedy individualizuje na muskovit. V živcoch býva uzatvorený biotit a apatit II.

Kremeň je zväčša prítomný v dvoch generáciách. Staršia je väčších rozmerov, undulózna a kataklazovaná. Mladšia pozostáva z alotriomorfne zrnitého agregátu vystupujúceho v interstíciách ostatných zložiek i kremeňa I, mikroklinu alebo ako výplň drobných žiliek. Má malú undulozitu. Jemnozrnné agregáty vznikajú aj pri drvení horniny.

K živec je výrazným komponentom týchto premenených granitoidov. Zväčša sa jedná o mikroklin alotriomorfného až porfyroblastického vývoja. V niektorých varietách býva prítomný len drobný alotriomorfný agregát vystupujúci viac-menej len v interstíciách s trikinitou do 0,4. Pevná fáza má zloženie $\text{Or}_{99}\text{Ab}_6$. K živec porfyroblastického vývoja uzatvára biotit, plagioklas, muskovit, kremeň, opakové minerály a apatit II.

Muskovit je prítomný v malom množstve, a to primárny spolu s biotitom, prípadne aj ako posledná fáza alebo ako lepšie individualizovaný sericit pri premene plagioklasov.

Akcesórie zastupuje zirkón, apatit I i II, titanomagnetit, malé množstvo monazitu, lo-

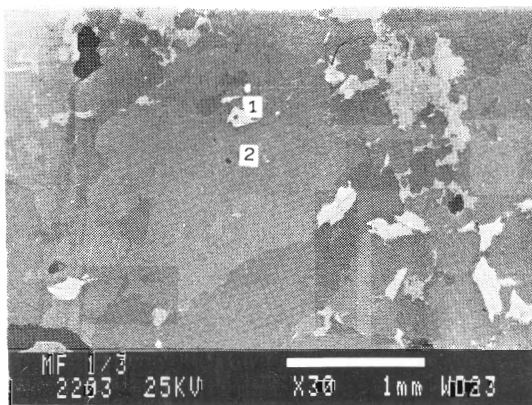
kálne allanit, magnetit, premenlivé množstvo ilmenitu, limonitu, výnimočne granát a sporadický leukoxén (Broska, 1985).

Samostatný výstup granitoidov pri Vrátnej tvoria hybridné tonality so slabšími prejavmi metasomatických premien.

Blok granitoidov v kameňolome Smolenová pri Párnici leží uprostred mezozoika. Má variety ružovej alebo bielej farby, čo zodpovedá predpokladu odtrhnutia od apikálnych častí plutónu tvorených obvykle takýmito varietami (napr. vo Vysokých Tatrách). Mezozoikum transgredovalo už na čiastočne denudovaný plutón zbavený plášťa. Vyplýva to zo štúdia Vozárovej — Vozára (1983), ktorí opísali v perme antiklinály Kozla hojnosť obliakov metasomaticky zmenených granitoidov i arkózové droby s hojným ružovým káľovým živcom. Stanovili tiež smer transportu, ktorý sa zhoduje s oblasťami plutónu s takýmito varietami granitoidov, t. j. už v perme bol plutón obnažený a trias naň transgredoval.

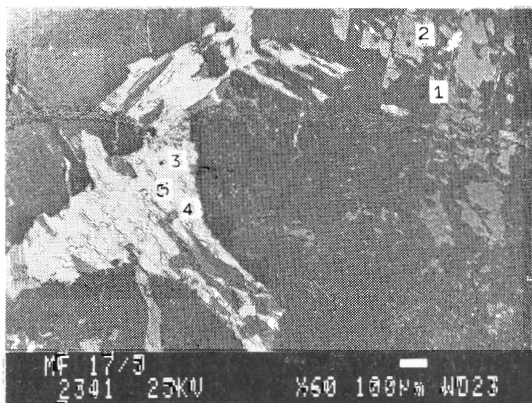
Pri petrochemickom hodnotení granitoidov Malej Fatry sme sa opierali jednak o ich chemické zloženie (tab. 2), jednak o údaje o chemickom zložení jednotlivých minerálov stanovené na mikrosonde (tab. 3; obr. 4—13). Na štúdium sa vybrala sada vzoriek váhy 10—12 kg odobraných v profilových líniiach. Body odberov vzoriek sú vynesené na prehľadnej geologickej mape. Pri petrochemickom hodnotení hornín a minerálov sa aplikovali viaceré metódy. Ako najvýhodnejšie sa ukazujú metódy zohľadňujúce väčší počet zložiek, ako napr. multikatiónový diagram de La Rochea (1979), Zavarického a pod.

Podľa Strackeisenovej (1973) klasifikácie IUGS sú zastúpené granitoidy s charakterom tonality (hybridné tonality — vzorky KMF-8, 9, 10, 11, 33; ZK-37, 113, 115; magurský typ tonality — vzorky KMF-1, 2, 17, 30, 31, 32, 34, 35; ZK-114). Zastúpené sú tiež granodiority a granity



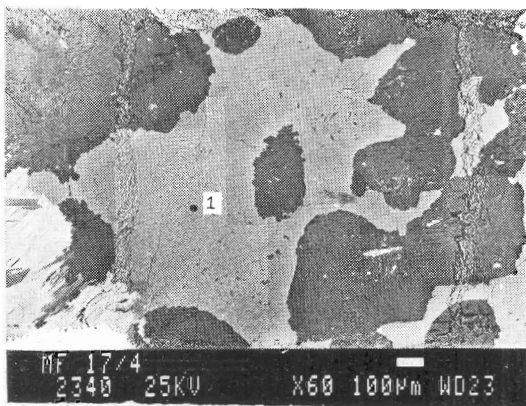
Obr. 11. Drobný nepremený biotit uzatvorený v plagioklase. Zloženie biotitu v bode 1: SiO_2 35,67, Al_2O_3 16,35, Na_2O 0,15, MgO 9,72, FeO 17,18, K_2O 9,27, TiO_2 3,24 $\%$. Zloženie plagioklasu v bode 2: $\text{Ab}_{62}\text{An}_{38}\text{Or}_2$

Fig. 11. Fine unaltered biotite (1) enclosed by plagioclase (2)



Obr. 12. Počiatočné štádium metasomatického zatláčania plagioklasu K živcom. V bode 1 je čiastočne albitizovaný plagioklas zloženia $\text{Ab}_{85}\text{An}_{14}\text{Or}_1$. V bode 2 bol analyzovaný K živec zloženia $\text{Ab}_2\text{An}_2\text{Or}_{98}$. V blízkosti je chloritizovaný biotit zloženia: SiO_2 26,90, Al_2O_3 18,50, FeO 28,46, MgO 9,93, TiO_2 0,03, K_2O 0,02, MnO 0,36 $\%$, v ktorom je uzatvorený sekundárny titanit zloženia v bode 4 a 5: SiO_2 30,43, Al_2O_3 8,65, CaO 29,87, TiO_2 26,42, FeO 0,60 $\%$

Fig. 12. Early stage of magmatic replacement of plagioclase by K-feldspar



Obr. 13. Ortoklas s plagioklasom a biotitom alotriomorfného obmedzenia. Zloženie v bode 1: $\text{Ab}_{10}\text{An}_{90}\text{Or}_{80}$. V okolí je plagioklas a biotit
Fig. 13. Orthoclase (1) with plagioclase and biotite

(monzogranity), ale to sú nerovnovážne a metasomaticky zmenené horniny (pôvodne hybridné tonality — KMF-3, 4, 5, 6, 16, 18; ZK-21, 36, 81, 97, 98, 99, 116).

Pri prepočte na normatívne minerály systému CIPW vidno, že najväčší prebytok korundu majú ruly, stredné hodnoty sú u hybridných tonalitov a najmenšie u ostatných typov granitoidov. To znamená, že v tomto prípade sa dá jeho podiel odvodzovať od granitizácie plášťa.

V multikatiónovom diagrame de La Rochea len vzorky KMF-1 a 17 ležia v diferenciálnom trende (čiarkovaná línia) a ostatné vzorky hybridných tonalitov (i rúl) sú rozptýlené do rôznych trendov granitizácie pestrého súboru metasedimentov (líníe R_1 — R_5). Metasomaticky zmenené typy granitoidov ležia v poli medzi diferenciálnym a granitizačným trendom (z magmatických hornín — R_5). S cieľom potvrdiť tieto pozorovania sme z práce Hovorku (1975) prevzali diagramy používané na diskrimináciu metagreywakov a metapelitov, v ktorých boli pri zisťovaní pôvodu metamorfovaných hornín jarabskej série z literárnych prameňov vyznačené

ich polia. V poli metagreywakov ležia ruly Malej Fatry, ale aj hybridné tonality. Podobne sa to javí i pri použití Simonenovho (1953) diagramu.

Pre vekové relácie granitoidov nemáme geochronologické údaje, avšak môžeme robiť paralelizáciu s granitoidmi Vysokých Tatier, o ktorých priame pokračovanie ide. K dispozícii sú údaje získané K-Ar, Rb-Sr a U-Th-Pb metódou. Svedčia o ich paleozoickom, resp. variskom veku. Metódou analýzy stôp rozpadu uránu vo vzorke z kameňolomu Dubná skala stanovil Král (1977) vek výzdvihu pohoria na 25—18 mil. rokov.

Literatúra

- Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku Geologickej mape Slovenska. List Žilina 14361/2, v mierke 1 : 25 000. *Práce Št. geol. Úst., 10 (Bratislava)*.
- Broska, I. 1985: Akcesorické minerály vybratých granitoidných a metamorfovaných hornín Malých Karpát a M. Fatry. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — archív GÚ SAV Bratislava*.
- Haško, J. — Polák, M. 1979: Vysvetlivky ku Geologickej mape Kysuckých vrchov a krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, GÚŠS, 145 s.*
- Hovorka, D. 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá group (West Carpathians). *Kryštalínium (Praha), 11, 87—99*.
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Neu. Jb. Mineral., Abh; Mh. (Stuttgart), 149—164*.
- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalínika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš., 45, 180—216*.
- Kamenický, L. — Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 157—160*.
- Kamenický, L. — Macek, J. — Krištín, J. 1985: Geochemicko-mineralogický výskum kryštalínika M. a V. Fatry. *Manuskript — archív GÚ SAV, Bratislava, 228 s.*
- Král, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269—276*.

- La Roche, H. de. 1979: Granites Chemistry Through Multicationic Diagrams. *Sci. de la Terre, Ser. Inform. Géol.*, 13, 65—88.
- Macek, J. — Kamenický, L. — Krištín, J. 1987: Novšie poznatky k mineralógii a geochemii granitoidov Veľkej Fatry. *Miner. slov.*, 4, 325—337.
- Polák, S. 1979: Geologické profily krivánskou Malou Fatrou. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Red. M. Mahel. Bratislava, GÚDŠ, 77—84.
- Simonen, A. 1953: Stratigraphy and sedimentation of the svecofenidic early Archean supracrustal rocks in the south-western Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 143 s.
- Štúr, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *JGRA*, XI, Wien.
- Uhlig, V. 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakriwan-Gebirges. *Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. (Wien)*, 72.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien — Leipzig.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. *Geol. Práce, Zpr.*, 79, 27—55.
- Zavarickij, A. N. 1950: Vvedeniye v petrochimiju izveržennych gornych porod. *Moskva, Izd. Akad. Nauk*.

Lokality vzoriek KMF

Hmotnosť vzoriek je cca 12 kg. Chemické zloženie stanovil klasickou silikátovou analýzou v laboratóriách GÚ CGV SAV Walzel.

KMF-1: Zárez cesty Vrútky — Strečno 100 m od ústia potoka s opusteným kameňolomom na S od lomu Dubná skala

KMF-2: Zárez cesty Vrútky — Strečno na proti Jánošíkovu

KMF-3: Zárez cesty Vrútky — Strečno nad južným ústím malého železničného tunela

KMF-4: Zárez cesty Vrútky — Strečno nad severným ústím malého železničného tunela

KMF-5: Zárez cesty Vrútky — Strečno 100 m na S od južného ústia veľkého železničného tunela

KMF-6: Zárez starej cesty Vrútky — Strečno oproti Starému hradu, cca 300 m od západného okraja parkoviska

KMF-8: Kunerad, Svitačov potok, cca 700 m pod pamätníkom sovietskemu partizánovi, skalné odkryvy nad cestou

KMF-9: Kunerad, Svitačov potok, odkryv v záreze cesty cca 350 m pod pamätníkom sovietskemu partizánovi

KMF-10: Kunerad, Svitačov potok, odkryv v záreze cesty oproti pamätníku sovietskemu partizánovi

KMF-11: Martinské hole 250 m na Z od k. Veľká lúka (1476 m)

KMF-15: Martinské hole, zárez Mlynského potoka 220 m od lúky lokality Podstráne

KMF-16: Dolina potoka Bystrička 300 m nad kameňolomom a 15 m do ľavého svahu

KMF-17: Dolina potoka Bystrička, kameňolom, spodná časť

KMF-18: Zárez železničnej dráhy Kraľovany — Dolný Kubín 300 m pod ústím potoka Bystrička do Oravy v smere toku

KMF-30: Snilovská dolina, výška 1120 m, pravý svah

KMF-31: Snilovská dolina, výška 1050 m, menší kameňolom

KMF-32: Snilovská dolina, výška 870 m, svah oproti prameňu v zatáčke cesty na Chleb

KMF-33: Hrebeň k. Chleb (1647 m) na SV od k. Hlasná skala nad asfaltovou cestou v záreze druhej doliny

KMF-34: Hrebeň medzi Malým Kriváňom a Veľkou Kráľovou (1173 m) cca 300 m na S

KMF-35: Zárez cesty Vrútky — Strečno cca 150 m na S od severného ústia veľkého železničného tunela

Hybridný tonalit: vz. KMF 8, 9, 10, 11, 15, 33; magurský typ tonalitu: vz. KMF 1, 2, 17, 30, 31, 32, 34, 35; metasomaticky zmenený hybridný tonalit: vz. KMF 3, 4, 5, 6, 16, 18

Contribution to the petrography and geochemistry of granitoids in the Malá Fatra Mts., West Carpathians

Granitoids of the Malá Fatra Mts. have firstly been mentioned by Štúr (1860) and data have been introduced also by Uhlig (1902, 1903). A more detailed geological map covering the SW part of the crystalline in the mountain range has been completed by Kuthan (Andrusov — Kuthan, 1944, 1947) who submitted also the first petrographic descrip-

tion of granitoids. Recent knowledge relies upon general geological investigations and maps completed by Ivanov — Kamenický (1957) who discerned the main granitoid types in the region. Recently, a new geological map in 1:50,000 scale with explanatory text has also been published covering the northern (i. e. the Kriváň Mt.) part of the crystalline

(Haško — Polák, 1979). The latter author also described a block unit of granitoids within Mesozoic units in the Párnica quarry (Polák, 1979). Further remarks on these granitoids are mentioned by Kamenický — Macek (1984) and Kamenický et al. (1984) as well as in a report on geological and mineralogical research made into the crystalline of the Malá and Veľká Fatra Mts. (Kamenický et al., 1985).

The plutonic body of Variscan age in the Malá Fatra Mts. consists of three main granitoid types: hybrid tonalite, metasomatic altered hybrid tonalite and tonalite to granite of the so called "Magura" type. From these main types, an intrusive and hence true magmatic origin may only be substantiated for tonalite to granite of the Magura type. The single discerned granitoid types are further characterized by chemical (Tab. 2) as well as mineralogical compositions (Tab. 1) completed by data on chemical composition of some rock forming minerals (Tab. 3; Figs. 4—13), made by Super Probe 733 x-ray micro-analyzer of the CLEM Laboratory, D. Štúr Institute of Geology in Bratislava. Modal compositions of the main granitoid types are given together with their geological and petrographical description.

A sketch map of geological structures in the crystalline of the Malá Fatra Mts. in 1:200,000 scale completed by sample location points for KMF samples (this paper) and the

ZK samples taken previously in profiles No 1 to 5 across the geological structures are indicated in fig. 1. Selected samples are plotted into discrimination plots allowing to judge on composition of metasedimentary source rocks and used by Hovorka (1975) for the characterization of the West Carpathian Jarabá Group as well as into a further discrimination plot used by Simonen (1953). These plots reveal that the hybrid tonalite obviously originated through granitization of source rocks having greywacke composition.

Part of the investigated granitoids, namely that of the Magura type, plot near the descent line of magmatic differentiation in the de La Roche's (1979) diagram (where the average value or the Magura type is indicated by open circle and the M letter). To the contrary, hybrid tonalite to leucogranite originated by granitization processes of various metasedimentary and magmatic rocks (the average value of this type is represented by open circle and the H letter). The so called metasomatic altered granitoids reveal granodiorite to granite composition and originated at the expense of hybrid granitoids under the influence of Magura type granitoid intrusion. These metasomatic rock varieties display heavy saussuritic alteration of original plagioclase, alteration of biotite into chlorite and epidote together with crystallization of fresh microcline, muscovite and quartz.

Novšie poznatky z mineralógie a geochemie granitoidov Veľkej Fatry

JURAJ MACEK* — LADISLAV KAMENICKÝ* — JOZEF KRISTÍN**

* Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská 9, 814 73 Bratislava

** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 814 04 Bratislava

Doručené 6. 11. 1986

Новые сведения из минералогии и геохимии гранитоидов Большой Фатры, Западные Карпаты

В гранитоидном плутоне Большой Фатры, известного как любохнянский гранитный массив находятся три основных типа гранитоидов: смрековичский тоналит, канторский гранодиорит и любохнянский лейкогранит. Они магматического происхождения. Отдельным типам гранитоида даётся детальное химическое и минералогическое описание, дополненного химическим составом их основных породообразующих минералов.

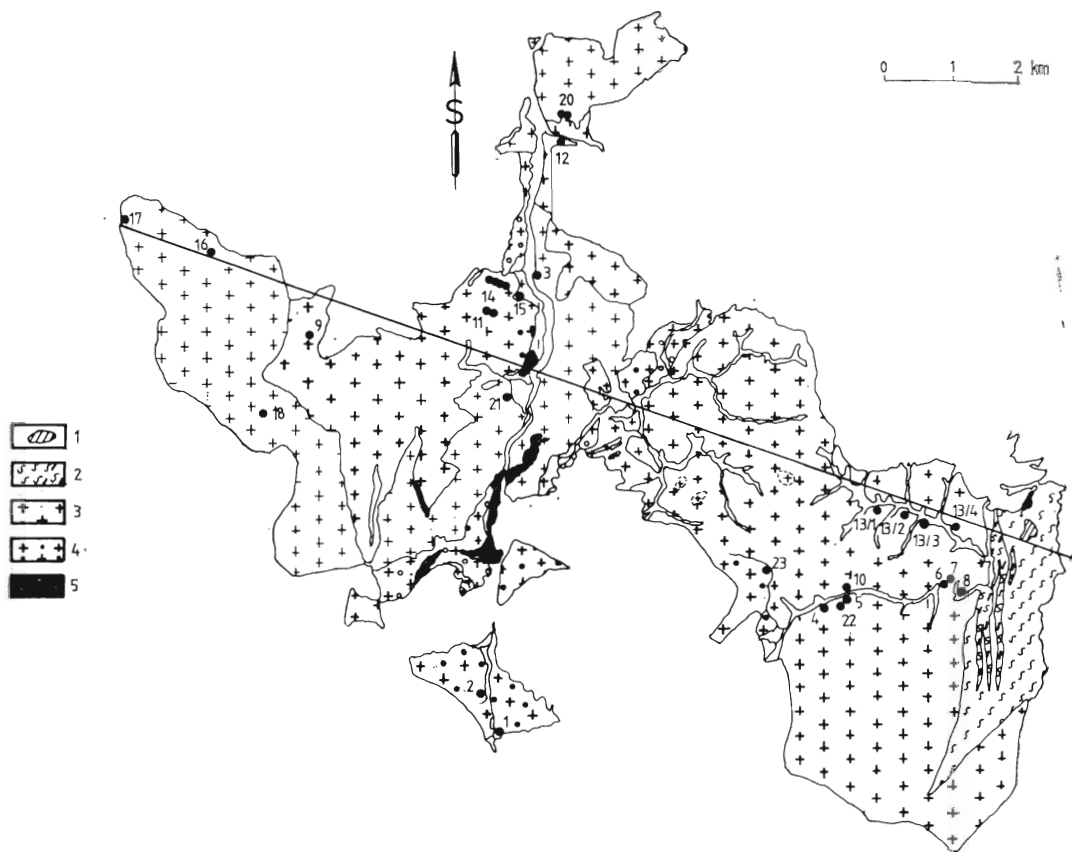
Recent knowledge on mineralogy and geochemistry of granitoids in the Veľká Fatra Mts., West Carpathians

The granitoid plutonic mass of the Veľká Fatra Mts. is known as the Lubochňa granitoid massif (Kubíny, 1954), consisting of three main types of granitoids: the Smrekovica tonalite, the Kantor granodiorite and the Lubochňa leucogranite. All three varieties are of magmatic origin and of intrusive type. Single derivatives are characterized in detail by chemistry, mineralogy and chemical composition of main rock-forming minerals.

Kryštalinikum Veľkej Fatry je pre absolútnu prevahu granitoidných hornin známe ako lubochniansky žulový masív (Kubíny, 1954). Granitoidné horniny vystupujú na povrch v priestore od východného okolia Sklabinského Podzámku až po Revúcku dolinu v celkovej rozlohe cca 56 km². Masív dosahuje najvyššiu výšku na Smrekovici (1530 m) a najhlbšie je odkrytý v ústí Kračkovho potoka do Lu-

bochnianskej doliny (530 m). V okolí Vyšného tajchu v lubochnianskej doline vystupujú ešte dve izolované telesá granitoidov, odkryté denudáciou.

Oblasť Veľkej Fatry študoval Matejka (1925, 1927, 1930, 1931) a Bystrický (1955, 1956). Oblasť kryštalinika Veľkej Fatry vymedzil už Štúr (1868), kryštalinikom sa zaoberal Kubíny (1954, 1955, 1958, 1962), ktorý zostavil aj prehľadnú geologickú



Obr. 1. Geologická mapa Ľubochnianskeho granitoidného masívu Veľkej Fatry podľa mapy Kubínyho (1954) v mierke 1 : 25 000, s vyznačením spracovávaného profilu a vzoriek. 1 — biotitická rula, 2 — synkinematický migmatit s vložkami rúl, 3 — leukogranit, 4 — metasomaticky premenený tonalit a granodiorit, 5 — tonalit
 Fig. 1. Geological map of the Ľubochnianskeho granitoid massif of the Veľká Fatra Mts. according to the 1 : 25,000 scale map by Kubíny (1954) with the investigated profile and sampling sites. 1 — biotite gneiss, 2 — synkinematic migmatite with gneiss intercalations, 3 — leucogranite, 4 — metasomatic altered tonalite and granodiorite, 5 — tonalite

mapu kryštalinika Veľkej Fatry (obr. 1), definoval tiež revúcko-starohorskú zlomovú sústavu, pozdĺž ktorej predpokladal posun Ľubochnianskeho masívu z oblasti Nízkych Tatier. Posun považuje za variský s opakovaním pohybov až do kvartéru. Vyčlenil dva hlavné typy granitoidov: starší smrekovický a mladší Ľubochniansky. Podľa Kubínyho smrekovický typ

zodpovedá Ľumbierskemu a Ľubochniansky prašivskému typu Nízkych Tatier. Túto predstavu dopĺňajú Kamenický, Maccek a Krištín (1985) pozorovaním (obr. 2), ktoré svedčí o prítomnosti troch hlavných typov granitoidov, pričom Ľubochniansky typ leukogranitov Veľkej Fatry nie je možné charakterizovať ako ekvivalent „prašivského“ typu Nízkych Tatier, lebo je

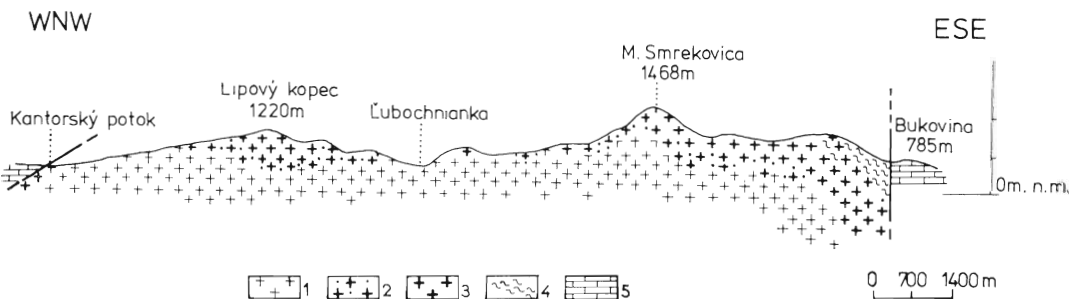
petrograficky rozdielny. Naše pozorovania tiež nasvedčujú, že tzv. „prašivské“ typy granitoidov sú vo Veľkej Fatre podradne rozšírené a vystupujú na kontakte mladšej leukokratnej intrúzie s ostatnými, už spomínanými typmi. Známe sú napr. v už spomínaných dvoch erózičných oknách v okolí Vyšného tajchu, ďalej v ústí Kračkovho potoka, na Malej Smrekovici, v Nižnom Matejkovom a inde.

Staršia intrúzia, označovaná ako smrekovická, má dva diferenciáty, a to smrekovický tonalit s. s. a novovyčlenený, plošne rozsiahlejší a acidnejší kantorský granodiorit. (Pomenovanie bolo zvolené podľa Kantorského potoka, v okolí ktorého sa najskôr identifikovali). Obe dva typy sa podrobnejšie charakterizujú v ďalšom texte. V mladšej — Ľubochňanskej intrúzii, ktorá má prevažne zloženie leukogranitu a vystupuje obvykle v hlbších partiách masívu pod hore uvedenými typmi, sú ortoklasové i mikroklinové variety.

V kryštaliniku Veľkej Fatry okrem toho vystupuje pozdĺž revúckeho zlomu pásma hornín, ktoré Kubíny označil ako granitoidy s hojnými žilami aplitov a pegmatitov. Podľa zistenia autorov je to pásma synkinematických migmatitov. Migmatity

sú z veľkej časti intenzívne granitizované, pričom vznikali pestré variety hybridných až leukokratných granitov. Sú zväčša svetlých farieb, majú usmernené, ale i všesmerné textúry. Variety so všesmernou textúrou autori prirovnávajú ku granitom typu Kráľička s obdobnou textúrou a predpokladajú, že vznikli granitizáciou vplyvom intrúzie smrekovického tonalitu. Keď vystupujú vedľa leukokratných variet granitoidov Ľubochňanskeho masívu, ľahko ich možno považovať za ich diferenciáty. Pásmo synkinematických migmatitov má paralelný priebeh s revúckym zlomom a konštantný úklon na V. Preto na exponovaných hrebeňoch tvoria niekedy len „čiapky“ nesiahajúce do úrovne dolín.

Cieľom našich výskumov bolo predovšetkým doplnenie doterajších poznatkov kvalitatívnymi i kvantitatívnymi mineralogickými i geochemickými údajmi (tab. 1, 2 a 3). Takéto konkrétne údaje sú nevyhnutné pre poznanie vývoja plutónu, ktorý sa odohráva obvykle v niekoľkých časovo oddelených etapách. K týmto etapám možno priradiť jednotlivé typy granitoidov, tvoriace samostatné väčšie telesá a v nich aj rad variet, ktorých zloženie i priestorové rozmiestnenie silne varíruje.



Obr. 2. Geologický profil Ľubochňanským granitoidným masívom Veľkej Fatry v mierke 1 : 70 000. 1 — granit až leukogranit, 2 — metasomaticky premenený tonalit, 3 — tonalit až granodiorit, 4 — synkinematický migmatit, 5 — mezozoikum

Fig. 2. Geological profile of the Ľubochňa granitoid massif in the Veľká Fatra Mts. (scale 1 : 70,000). 1 — granite to leucogranite, 2 — metasomatic altered tonalite, 3 — tonalite to granodiorite, 4 — synkinematic migmatite, 5 — sediment of Mesozoic age

Smrekovický tonalit

Smrekovický tonalit vystupuje hlavne vo východnej časti masívu a v ostatnom území v najvyššie položených terénach dvoch hlavných hrebeňov Veľkej Fatry. Dobré je odkrytý v závere cesty na Smrekovicu vo Vyšnom Matejkovom. Tento hlavný typ dobre predstavuje napr. kameňolom uprostred stúpania cesty na Smrekovicu. Leukokratnejšie variety sú pomerne časté, tvoria aj väčšie celky a vyčlenili sa ako kantorský typ. Modálne zloženie smrekovického tonalitu: plagioklas 55 %, biotit 12 %, kremeň 26 %, K živce 6 % a akcesórie 1 %.

Smrekovické tonality sú makroskopicky strednozrnné, tmavosivé horniny, bez zreteľných znakov premeny a usmernenia. Sú silne biotitické, s homogénnou distribúciou horninotvorných minerálov. Zelenkastý odtieň naznačuje lokálne premeny biotitu na chlorit a epidot a plagioklasu na saussurit.

Plagioklas: Prítomná je len jedna generácia hypidiomorfneho, zriedkavejšie idiomorfneho plagioklasu obvykle polysynteticky

albiticky zdvojitých. Bežné sú však aj karlovarské zrasty a kombinované triády. Sú slabé až stredne silne premenené. Výskyt reliktných jadier prakticky nepozorovať. Ojedinele uzatvárajú drobné šupinky biotitu, ale väčšie biotity netvoria uzavreniny. Bazicitu plagioklasu, stanovená opticky a elektrónovým mikroanalýzátorom, sa pohybuje v rozmedzí od $An_{35} Ab_{63} Or_2$ v jadre do $An_{25} Ab_{73} Or_2$ na okraji zrna. Nepozorovať reakčné lemy a novotvary na okraji zrn. Z toho vyplýva, že kryštalizácia prebiehala v kludných PT podmienkach za postupného poklesu teploty. V premenenej časti celú plochu plagioklasu rovnomerne vyplňa saussurit, takže nemožno merať bazicitu.

Biotit: Čerstvá, nepremenená hornina obsahuje alotriomorfne a hypidiomorfne nepremenené jedince biotitu so svetlo-žltým pleochroizmom podľa α a tmavohnedým bez červenkastého odtieňa podľa β a γ . Biotit bežne uzatvára apatit, len zriedka možno pozorovať uzavreniny zirkónu s pleochroickým dvorčekom. Biotity vystupujú obyčajne v interstíciách medzi plagioklasmi, resp. ich obklopujú.

TAB. 1
Prehľad modálneho zloženia granitoidov Veľkej Fatry
Review of modal composition of the Velká Fatra Mts. granitoids

	1	2	4	6	7	8	9	10	11/2	12/1	12/2	13/2	13/3	13/4	14/1	14/2	14/3	15	16	21	22A	22B
Kž	11	17	8	2	5	7	14	1	27	24	20	1	9	8	22	25	19	16	18	22	15	st
Pl	46	44	48	48	48	51	41	47	35	40	38	45	47	56	37	26	37	42	34	30	44	56
Kr	25	26	30	32	28	25	31	39	27	26	32	36	29	20	28	39	29	28	34	38	26	24
B	14	9	10	16	17	14	7	12	4	5	5	17	14	15	8	—	9	3	2	—	7	18
M	2	2	3	st	st	1	6	—	6	4	4	st	—	—	4	9	5	9	11	9	5	—
A	2	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
O/M	$\frac{M}{O}$		M		0		$\frac{M}{O}$		0		$\frac{M}{O}$		0		$\frac{M}{O}$		0		M		M	

O — ortoklas, M — mikroklin

Stanovené rtg difrakciou na separovaných K živcoch

TAB. 2

Chemické zloženie minerálov v hlavných typoch granitoidov Veľkej Fatry
Chemical composition of rock-forming minerals in the main granitoid types of the Veľká Fatra Mts. crystalline

Oxidy	Biotit			Muskovit			Plagioklas			K živec		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	35,84	34,63	50,00	45,72	45,57	45,83	60,30—62,31	62,40—65,17	65,00—66,49	65,13	64,69	64,05
Al ₂ O ₃	16,82	17,28	26,90	32,05	32,22	33,82	25,73—24,26	23,74—22,55	22,25—21,42	18,58	18,73	18,63
Na ₂ O	0,10	0,08	0,08	0,15	0,43	0,45	6,08— 7,32	7,69— 8,31	9,75—10,73	1,00	0,80	0,90
K ₂ O	9,51	9,77	10,84	9,08	10,31	10,26	0,28— 0,26	0,20— 0,55	0,29— 0,27	14,59	16,07	15,56
CaO	—	—	—	—	—	—	6,90— 5,03	5,16— 2,01	3,18— 1,49	—	—	—
MnO	0,30	0,92	—	0,20	0,10	0,06	—	—	—	—	—	0,17
MgO	8,70	6,90	1,90	1,00	0,72	0,61	—	—	—	—	—	—
FeO	19,30	20,00	3,03	4,20	4,02	2,46	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	3,39	3,04	0,23	1,80	1,10	0,77	—	—	—	—	—	—
Suma	93,98	92,62	92,98	94,20	94,47	94,26	99,29—99,18	99,19—99,59	100,47—100,40	99,30	100,29	99,31

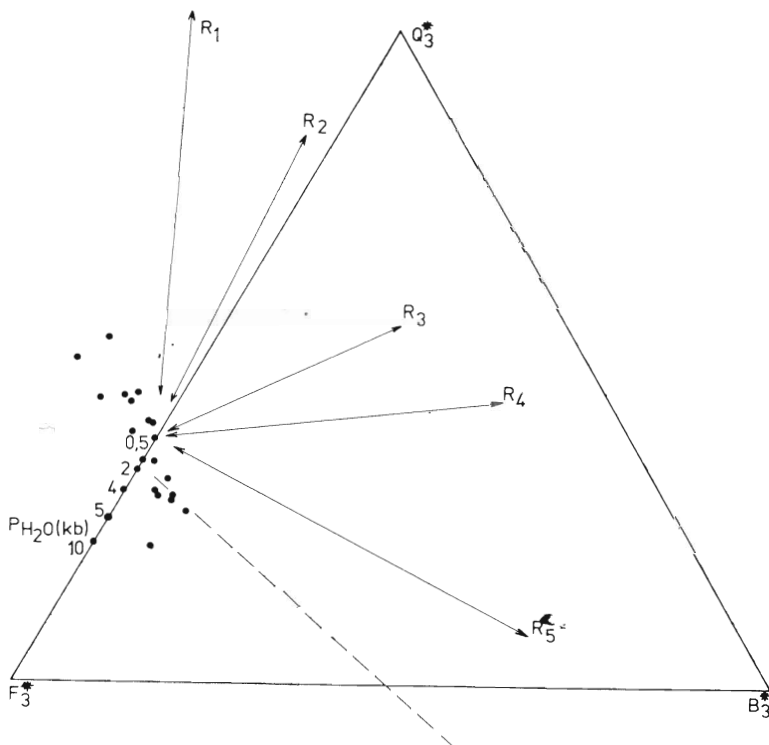
Stanovené rtg mikroanalýzátorm v laboratóriu CLEM GÚDŠ Bratislava; 1 — smrekovický tonalit, 2 — kantorský granodiorit, 3 — Ľubochňiansky leukogranit

TAB. 3

Chemické zloženie granitoidov Veľkej Fatry
Chemical composition of granitoids in the Veľká Fatra Mts.

	1	2	4	6	7	8	9	10	11/2	12/1	12/2	13/2	13/3	13/4	14/1	14/2	14/3	15	16
SiO ₂	66,60	69,99	68,79	66,83	65,61	66,84	71,18	70,10	72,75	69,48	74,43	68,63	68,06	66,47	73,07	75,21	74,55	72,68	72,46
TiO ₂	0,75	0,44	0,61	0,80	0,87	0,80	0,37	0,38	0,23	0,29	0,17	0,63	0,66	0,68	0,23	0,03	0,21	0,17	0,22
Al ₂ O ₃	16,99	15,85	16,07	16,53	17,12	16,44	15,66	15,80	15,40	18,39	14,07	17,02	16,23	16,99	14,94	14,74	13,77	15,08	15,77
Fe ₂ O ₃	0,89	0,68	0,69	0,88	0,85	1,08	0,58	0,33	0,63	0,76	0,52	0,89	0,87	1,31	0,62	0,51	0,66	1,27	0,51
FeO	2,55	1,62	2,25	2,59	2,86	2,50	1,33	1,78	0,88	0,66	0,50	2,05	2,13	1,87	0,88	0,07	0,68	0,14	0,22
MnO	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,06	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01
MgO	0,74	0,60	0,76	0,85	0,86	0,82	0,51	0,66	0,45	0,38	0,31	0,62	0,73	0,87	0,42	0,27	0,40	0,35	0,35
CaO	3,24	2,06	2,73	3,33	2,99	3,41	1,62	3,16	0,96	1,06	0,82	2,72	2,03	2,35	1,07	0,24	0,85	0,85	1,06
Na ₂ O	4,39	4,08	4,41	4,29	4,33	4,11	3,74	5,08	3,76	3,90	4,50	4,18	4,19	3,84	3,91	3,54	4,23	3,86	3,91
K ₂ O	2,42	3,37	2,47	2,56	2,92	2,51	3,78	1,19	3,93	3,93	3,18	2,13	3,68	3,80	3,52	4,09	3,34	3,86	3,82
H ₂ Ož	0,87	0,95	1,04	1,17	0,95	0,93	0,85	1,06	0,79	1,23	0,97	0,84	1,06	1,32	1,02	0,93	1,07	1,12	1,18
H ₂ Os	0,05	0,09	0,10	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,09	0,07	0,04	0,04	0,06	0,06	0,03	0,08	0,07	0,34
Suma	99,8	99,8	100,2	100,2	99,7	99,8	99,8	99,8	99,9	100,2	99,6	100,0	99,7	99,8	99,8	99,7	99,9	99,5	100,0

Stanovené rtg fluorescenciou v laboratóriu CGV GÚ SAV Bratislava



Obr. 3. Projekčné body granitoidov Ľubochňanskeho masívu Veľkej Fatry v multi-katiónovom diagrame Q* B* F* de la Rochea (1979). R₁—R₅ — trendy genézy granitoidov granitizáciou z rôznych typov sedimentárnych, metamorfovaných a magmatických hornín; čiarkované línie — trend diferenciácie granitoidov frakčnou kryštalizáciou

Fig. 3. Figurative points of granitoids in the Ľubochňa massif of the Veľká Fatra Mts. in the de La Roche's (1979) multication Q* B* F* plot. R₁ to R₅ — granitoid generation trends by granitization of various sedimentary, metamorphic and magmatic rocks, dashed line — granitoid differentiation trend by fractional crystallization

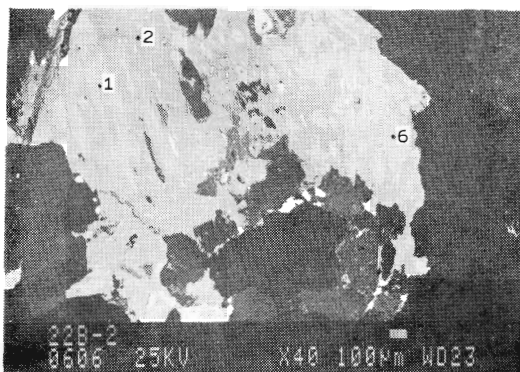
V premenenej časti je biotit chloritizovaný až do štádia s obsahom SiO₂ 27,74, Al₂O₃ 18,90, Na₂O 0,01, K₂O 0,64, CaO 0,07, MgO 13,21, FeO 26,13, MnO 0,66, TiO₂ 0,45 a Cr₂O₃ 0,13 % (obr. 4, bod 2). Prítomnosť K₂O a TiO₂*, ktoré najcitlivejšie reagujú na premenu, svedčia o tom, že nedošlo k úplnej chloritizácii. Prítomný je aj epidot so zložením: SiO₂ 37,68, Al₂O₃ 21,06,

CaO 23,06, FeO 14,12, MnO 0,46, TiO₂ 0,16 a Cr₂O₃ 0,10 % a titanit so zložením: SiO₂ 31,0, Al₂O₃ 6,5, CaO 28,5, TiO₂ 29,5 a FeO 2,0 % (obr. 4, bod 6).

Kremeň: Je alotriomorfny a spravidla undulózny. Tvorí intersticiálne zrná a väčšie kataklazované izometrické zrná s mozaikovou stavbou, v akých býva bežne uzatváraný drobný biotit a plagioklas.

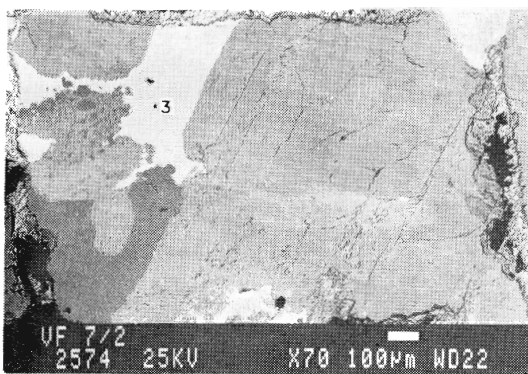
K živce: Je zastúpený len v malom množstve (od 2 do 6 %). Býva alotriomorfny, intersticiálny a bez uzavretín. Ide

* H₂O do 100 % (analýzy minerálov sa získali rtg mikroanalýzátorm JEOL 733).



Obr. 4. Biotit nepremený. Zloženie v bode 1: SiO_2 36,48, Al_2O_3 16,99, Na_2O 0,09, K_2O 9,53, CaO 0,00, MgO 8,78, FeO 19,99, TiO_2 3,39, MnO 0,34, Cr_2O_3 0,01 ‰. V ľavej časti chloritizovaný, analýza v bode 2 je uvedená v texte, v pravej časti epidotizovaný, analýza v bode 6 je uvedená v texte

Fig. 4. Unaltered biotite. Composition in point No 1: SiO_2 36,48, Al_2O_3 16,99, Na_2O 0,09, K_2O 9,53, CaO 0,00, MgO 8,78, FeO 19,99, TiO_2 3,39, MnO 0,34, Cr_2O_3 0,01 ‰. In the left part chloritized, analytical data from point No 2 see in the text; in the right part epidotized and analytical data from point No 6 see in the text



Obr. 5. Drobný intersticiálny ortoklas s hodnotou triklinity 0,2 v kontakte s idiomorfným plagioklasom a alotriomorfným kremeňom. Zloženie v bode 3: SiO_2 65,53, Al_2O_3 18,48, Na_2O 0,76, CaO 0,00, MgO 0,00, MnO 0,06, FeO 0,00, K_2O 15,05, Cr_2O_3 0,08 ‰

Fig. 5. Fine interstitial orthoclase with triclinitity value of 0.2 in contact with idiomorphic plagioclase and xenomorphic quartz. Composition in point No 3: SiO_2 65,53, Al_2O_3 18,48, Na_2O 0,76, CaO 0,00, MgO 0,00, MnO 0,06, FeO 0,00, K_2O 15,05, Cr_2O_3 0,08 ‰

o ortoklas s 2 V do 56° , triklinitou 0,2, maximálne 0,4. Zloženie K živcov uvádzame v tab. 2. Pevná fáza zodpovedá pomeru $\text{Or}_{29}\text{Ab}_{11}\text{An}_0$ (obr. 5, bod 3).

Muskovit: Ako primárny minerál nie je prítomný.

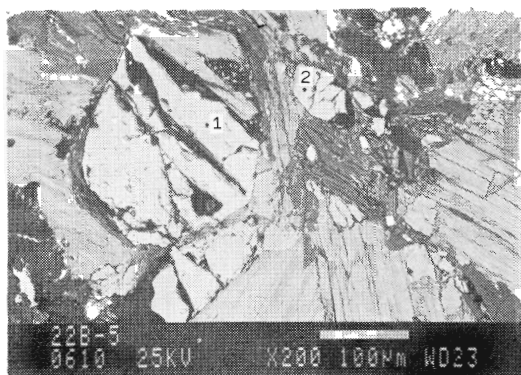
Akcesorické minerály: Určil sa apatit, zirkón, ilmenit, titanomagnetit, magnetit, titanit a epidot. Blížšie sa analyzoval len apatit. V hornine sú prítomné dve jeho generácie. Prvá generácia, tvoriaca v biotite uzavreniny viac-menej idiomorfného obmedzenia, má zloženie: P_2O_5 42, CaO 55, FeO 0,30 a MnO 0,10 ‰ (bod 2). Druhá generácia, vystupujúca na okraji biotitov, ale i mimo nich ako uzavrenina v plagioklasoch a v intersticiách, sa vyznačuje malou idiomorfiou. Výrazne väčšie jedince vystupujú obyčajne v blízkosti premenných biotitov. Charakteristická je pre ne neprítomnosť Fe a vyšší obsah MnO ako v primárnom apatite (obr. 6, bod 1).

Kantorský granodiorit

Kantorský typ leukotonalitov až granodioritov, ako leukokratnejšia varieta smrekovického tonalitu, vytvára jednak nižšie položené partie základného typu, resp. intrúzie v smrekovickom tonalite. Vystupuje napr. v závere doliny Kantorského potoka, v okolí kóty Lipová a na juhovýchodných svahoch Smrekovice (1530 m). Priemerné modálne zloženie je: plagioklas 41, biotit 7, kremeň 31, K živec 14, muskovit 6 a akcesórie 1 ‰.

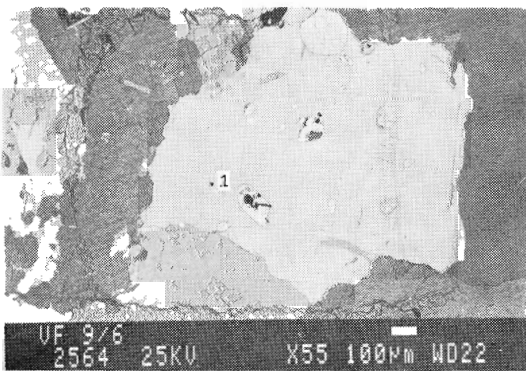
Makroskopicky je to strednozrnná, svetlosivá až svetlobledohnedá hornina s makroskopicky dobre rozoznateľným živcom, kremeňom, biotitom a muskovitom. Pomer K živca k plagioklasu, biotitu a muskovitu nie je na rozličných miestach zhodný.

Plagioklas: Je spravidla hypidiomorfný, ale značný počet jedincov má idiomorfné obmedzenie. Charakteristická je prítomnosť ostro ohraničených reliktoov silne pre-



Obr. 6. Dve generácie apatitu. Starší — idiomorfny, drobný, zloženie v bode 2: CaO 54.17, FeO 0.29, MnO 0.16, Cr₂O₃ 0.07 ‰. Mladší — hypidiomorfny až alotriomorfny, veľký, zloženie v bode 1: CaO 53.35, FeO 0.00, MnO 0.29, Cr₂O₃ 0.23 ‰

Fig. 6. Two apatite generations, the older one idiomorphic, fine, with composition in point No 2: CaO 54.17, FeO 0.29, MnO 0.16, Cr₂O₃ 0.07 ‰. The younger generation is hypidiomorphic to xenomorphic, large, with composition in point No 1: CaO 53.35, FeO 0.00, MnO 0.29, Cr₂O₃ 0.23 ‰



Obr. 7. Nepremeňený biotit, alotriomorfny s uzavreninami opakových minerálov, drobných apatitov prvej generácie a väčší alotriomorfny apatit. Zloženie biotitu v bode 1: SiO₂ 34.36, Al₂O₃ 17.03, Na₂O 0.14, CaO 0.00, MgO 7.18, MnO 1.07, FeO 20.69, TiO₂ 3.22, K₂O 10.24 ‰. V okolí K živec, kremeň, plagioklas Fig. 7. Unaltered biotite, allotriomorphic with opaque mineral inclusions, fine apatite grains of the first generation and with a single apatite of allotriomorphic shape. Biotite composition in point No 1: SiO₂ 34.36, Al₂O₃ 17.03, Na₂O 0.14, CaO 0.00, MgO 7.18, MnO 1.07, FeO 20.69, TiO₂ 3.22, K₂O 10.24 ‰. K-feldspar, quartz and plagioclase in the surroundings

menených plagioklasov. Tieto reliktvy vystupujú v centre jadra, ale bežne sú umiestnené aj excentricky pri jeho okraji. Vždy obsahuje dobre individualizovaný muskovit, umiestnený v plochách štiepatelnosti. V ojedinelých prípadoch možno v plagioklase pozorovať aj dve reliktné jadrá, ostro ohraničené od nepremeňenej časti. Plagioklasy majú komplikovanú stavbu. Zrasty sú polysyntetické, lamely úzke, často rozmiestnené do rôzne orientovaných blokov. Majú veľkú zonálnosť. Ide hlavne o oscilačnú a škvrnitú zonálnosť, ktorej sa pripisuje dvojtádiový magmatický vývoj, v ktorom prvá fáza zahŕňa resorpciu s poklesom tlaku a druhá kryštalizáciu za zmenenej teploty a tlaku. Určité tlakové porušenie po kryštalizácii naznačuje albitické zdvojčatenie prechádzajúce naprieč zonálnym plagioklasom. Ich bazicita sa pohybuje v rozmedzí od An₂₆ do An₁₀. Tento rozsah však nie je konštantný, lebo na niektorých miestach začína v inom intervale.

Biotit: V tomto type granitoidov je nepremeňený, alotriomorfny, zriedka hypidiomorfny, s tmavohnedým pleochroizmom podľa γ a β (opäť bez červenakastého odtieňa) a svetložltým podľa α . Vystupuje jednak v intersticiách medzi plagioklasmi, ale je aj uzatváraný v plagioklasoch, čo naznačuje jeho relatívne skorší vznik alebo aspoň širší interval kryštalizácie. Obsahuje hodne uzavrenín apatitu. Aj v tejto variete granitoidov sa sporadicky vyskytujú uzavreniny zirkónu s pleochroickým dvorčekom. Podiel MgO, zjavne nižší ako v smrekovickom tonalite, dokazuje, že kantorský typ granitoidov vznikol z relatívne kyslejšej magmy (obr. 7).

Kremeň: Je alotriomorfny, málokedy intersticiálny. Tvorí akumulácie až hniezda s mozaikovou stavbou, v ktorých sa uzatvárajú hlavné horninotvorné minerály — plagioklas a biotit. Je slabo undulózny. K mladšej generácii možno radit jem-

nozrný kremeň, vystupujúci ako jemný agregát v interstíciách medzi zrnami. K živce nie sú uzatvárané v kmeni. Mozaikovitě zhluky kremeňa majú niekedy naznačené usmernené usporiadanie, prípadne jeho izometrické zrná sú orientovane popraskané.

Muskovit: V pomere k biotitu býva v hornine zastúpený len jednou tretinou, ojedinele je s ním v rovnováhe. Tvorí drobošupinkovité až strednošupinkovité jedince alotriomorfneho až hypidiomorfneho obmedzenia. Je bez uzavrenín. Hlavne u väčších jedincov zreteľne vidieť rôzne intenzívne poprehýbanie (až do oblúka 20°). Nepozorovať prerastanie muskovitu s biotitom.

Sekundárny muskovit tvorí uzavreniny v reliktom plagioklase. Obvykle tvorí dobre individualizované až idiomorfne lištičky, usporiadané v plochách štiepatelnosti.

K živce: Má alotriomorfne obmedzenie. Je intersticiálny, ale prítomné sú i porfyrblastické zrná. Porfyrblasty uzatvárajú bežne plagioklas a biotit. Nie je zdvojitý. Zatiaľ nie je jasné, či je vedľa ortoklasu prítomný nezávislý mikroklin (ako by sa dalo usudzovať z rtg difrakčného záznamu), alebo ide len o ortoklas triklinizované do rôzneho stupňa (čomu by zas nasvedčovala neprítomnosť chloritizovaných biotitov).

Lubochnianský leukogranit

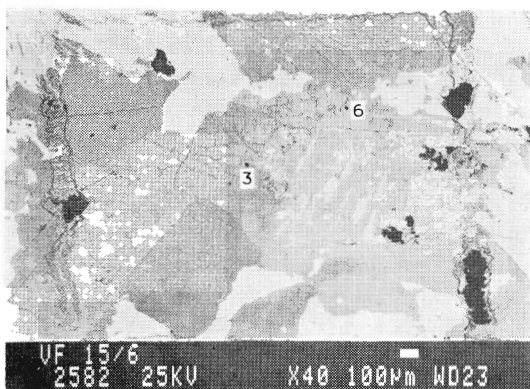
Lubochnianský typ granitoidov, podľa Kubínyho relatívne mladšia intrúzia do smrekovického tonalitu, má variety od granodioritov cez granity do leukogranitov. Na povrch vystupuje v zárezoch hlbších dolín, ako napr. v Lubochnianskej doline alebo v doline Kantorského potoka (v strednej časti). Modálne zloženie horniny na lokalite Raková je: plagioklas 42, kremeň 28, K živce 16, biotit 3, musko-

vit 9, akcesórie 1 0/0. Zloženie však silne varíruje. V apikálnych častiach tohto typu, ale aj v prilahlých partiách ostatných typov možno pozorovať nahromadenie na ružovo až červeno sfarbených K živcov. Takéto horniny bývajú v literatúre označované ako prašivský typ. Vyskytujú sa napr. v izolovaných erozívnych oknách plutónu pri Vyšnom a Nižnom tajchu, na Z od hájovne Čierňavy, v ústí Kračkovho potoka, ale aj na Malej Smrekovici.

Makroskopicky je lubochnianský leukogranit svetlosivá hornina, niekedy so slabým hnedým odtieňom. Je stredne až hrubozrný, len ojedinele s viac ako akcesorickým množstvom nepremeného biotitu. Živce sú vzájomne dobre rozoznateľné. Prednostné usmernenie minerálov nepozorovať. Hornina je obyčajne neporušená a masívna.

Plagioklas: Je prítomný v dvoch generáciách. K staršej, reliktnej, možno radiť úplne premenené (nemerateľné), zväčša idiomorfne jadrá a zrasty plagioklasu, uzatvárané plagioklasom II a K živcom. Pôvodné dvojčatenie je v nich prekryté premenou. Obsahujú uzavreniny dobre individualizovaného sekundárneho muskovitu vystupujúceho v plochách štiepatelnosti. Mladší plagioklas je prakticky nepremený, ojedinele až hypidiomorfny, albiticky polysynteticky zdvojitý. Plagioklas II tvorí hlavnú časť minerálneho zloženia. Vystupuje v dvoch formách, a to buď tvorí samostatné jedince, alebo narastá na reliktu plagioklasu I. V poslednom prípade je hranica medzi nimi ostrá. Je slabozrná. Bazicitu sa pohybuje od An₁₅ v jadrovej časti samostatných jedincov do An₃ v okrajovej časti zrn i samostatných jedincov (obr. 8).

Biotit: Nepremený je prítomný v obmedzenej miere. V porovnaní s biotitom predchádzajúcich typov granitoidu má tento vo všetkých optických smeroch zjavne svetlejší pleochroizmus. Hlavným pred-



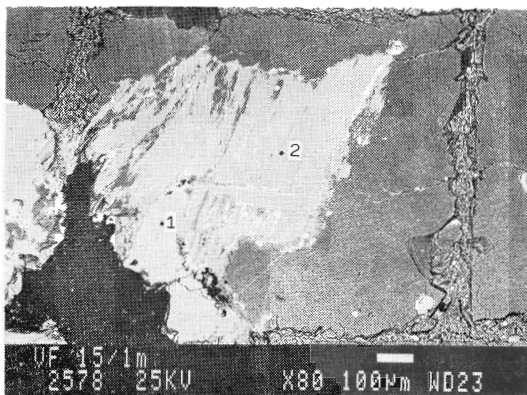
Obr. 8. Idiomorfne premenené jadro plagioklasu s dobre individualizovaným novotvoreným muskovitom usporiadaným podľa štiepaťelnosti, na ktoré narastá idiomorfna až hypidiomorfna ostro ohraničena zóna nepremeného, albiticky zdvojeného plagioklasu. Zloženie v bode 3: SiO_2 64.02, Al_2O_3 22.05, Na_2O 9.75, CaO 3.18, K_2O 0.29 %. Záver kryštalizácie tohto plagioklasu charakterizuje posledná zóna s alotriomorfným obmedzením. Zloženie v bode 6: SiO_2 66.52, Al_2O_3 20.71, Na_2O 9.97, CaO 1.20, K_2O 0.66 %. V okolí je prítomný kremeň, muskovit, bauerit, K živce

Fig. 8. Idiomorphic, altered core of plagioclase with well individualized newly formed muscovite arranged according to cleavage, with overgrowth of idiomorphic to hypidiomorphic, sharply contoured zone of unaltered plagioclase, with albitic twinning. Composition in point No 3: SiO_2 64.02, Al_2O_3 22.05, Na_2O 9.75, CaO 3.18, K_2O 0.29 %. Termination of crystallization of this plagioclase is characterized by the final zone with allotriomorphic shape and composition in point No 6: SiO_2 66.52, Al_2O_3 20.71, Na_2O 9.97, CaO 1.20, K_2O 0.66 %. Quartz, muscovite, bauerite and K-felspar in the surroundings

staviteľom pôvodného biotitu je však bauerit, ktorý ak obsahuje pozdĺž štiepaťelnosti jemnozrnnú zmes opakových minerálov, je opticky pomerne ľahko a jednoznačne identifikovateľný. Ak je však vyčistený, spoľahlivo sa dá identifikovať a od muskovitu odlíšiť len pomocou rtg mikroanalyzátoru, a teda podľa chemického zloženia. Výrazné rozdiely sú zjavné z tab. 2. Biotit vystupuje hlavne v inter-

stíciách a len zriedka je uzatváraný v plagioklase a ostatných mladších mineráloch (obr. 9).

Muskovit: Je prítomný v primárne magmatickej forme (tvoriac hypidiomorfne šupinky) a v priečných nerastoch s baueritom. Má výrazne nižší podiel FeO a TiO_2 ako muskovit kantorského granodioritu, čo v základných rysoch kryštalizačnej schémy zodpovedá záveru kryštalizácie. Neobsahuje uzavreniny iných minerálov alebo akcesórii. K sekundárnym muskovitom možno radiť drobné, dobre individualizované šupinky, uzatvárané v premenených plagioklasoch (reliktoch).



Obr. 9. Baueritizovaný biotit s uzavreninami opakových minerálov usporiadaných v plochách štiepaťelnosti. Zloženie v bode 2: SiO_2 49.62, Al_2O_3 26.36, Na_2O 0.00, CaO 0.0, MgO 2.25, MnO 0.0, FeO 3.50, TiO_2 0.48, K_2O 10.25 %. Často naprieč štiepaťelnosti preniknutý muskovitom, bez uzavretia. Zloženie v bode 1: SiO_2 45.58, Al_2O_3 32.81, Na_2O 0.50, CaO 0.0, MgO 0.09, FeO 2.71, TiO_2 0.80, K_2O 9.48 %. V tesnom okolí je kremeň

Fig. 9. Baueritized biotite with opaque mineral inclusions arranged into the cleavage surfaces with composition in point No 2: SiO_2 49.62, Al_2O_3 26.36, Na_2O 0.00, CaO 0.00, MgO 2.25, MnO 0.00, FeO 3.50, TiO_2 0.48, K_2O 10.25 %. Frequently pierced by muscovite across the cleavage, without inclusions, composition in point No 1: SiO_2 45.58, Al_2O_3 32.81, Na_2O 0.50, CaO 0.00, MgO 0.09, FeO 2.71, TiO_2 0.80, K_2O 9.48 %. Quartz occurs in the immediate surroundings

orientovaných zjavne v ich štiepných plochách. Vznik muskovitu spadá do obdobia premeny plagioklasu (obr. 8).

Kremeň: Tvorí zväčša mozaikové akumulácie s uzavreninami plagioklasu, muskovitu a baueritu. Je alotriomorfný a slabou undulózny. Nepozorovať uzavreniny K živcov. V interstíciách vidno jemnú drvinu kremeňa, ktorý by už mohol patriť k mladšej generácii.

K živec: Nachádza sa v niektorých varietách vo forme ortoklasu, v iných vo forme mikroklínu.

Chemické zloženie a genéza granitoidov

V tab. 3 uvádzame chemické zloženie granitoidov Veľkej Fatry. Genézu sme vyhodnocovali na základe 25 analýz získaných metódou rtg fluorescencie a vyhodnotených obvyklými metódami. Na obr. 3 je jedna z nich — multikatiónový diagram de la Rochea (1979). Zobrazuje súbor analýz včítane troch reprezentantov opísaných v článku. Tento diagram zohľadňuje pri vyjadrení zloženia minerálov, hornín a ich súborov väčší počet komponentov v určitej minerálnej osnove, a preto lepšie eliminuje nedostatky málozložkových diagramov. V tomto prípade ide o osnovu umožňujúcu poznanie genézy granitoidov. Vrchol Q^* reprezentuje kremeň, vrchol F^* živec a vrchol B^* flogopit — annit. Muskovit je situovaný symetricky oproti vrcholu B, mimo zobrazenej plochy základného tetraédra. Čiarkovaná línia v diagrame naznačuje priebeh magmatickej diferenciácie frakčnou kryštalizáciou. Čiary označené indexmi R_{1-4} naznačujú rozmiestnenie produktov anatexie rôznych metasedimentov, čiara R_5 naznačuje rozmiestnenie produktov anatektickej remobilizácie magmatických hornín.

Podľa diagramu všetky analyzované vzorky ležia mimo priestoru metasedimentov alebo metavulkanitov. Body ležia

v línii magmatickej diferenciácie frakčnej kryštalizácie zložiek. Prevaha bodov umiestnených za stranou Q^*F^* mimo trojuholníka naznačuje, že prevládajú leukokratné granitoidy, v ktorých je zastúpený muskovit. Svedčí o tom aj situácia v teréne a minerálne zloženie vzoriek. Metasedimenty sú v Ľubochníanskom masíve výnimočným zjavom. Kontakty jednotlivých typov granitoidov sú tak isto intruzívne. Tým sa granitoidy Veľkej Fatry líšia od granitoidov Malej Fatry, ktoré sú, naopak, v diagrame de la Rochea rozptýlené v priestore metasedimentov, čo tiež zodpovedá výsledkom terénneho štúdia a štúdia PT podmienok metamorfózy plášťa (Korikovskij et al., v tlači).

Z celého faktografického materiálu teda vyplýva, že po vzniku a výzdvihu magmatického krbu spojeného s chladnutím dochádza za kľudných P^T podmienok ku kryštalizácii časti magmy vo forme smrekovického typu. Neskôr dochádzalo k prudkým zmenám PT podmienok a k silnému diferenciačnému pohybu s premiešavaním sa mobilnejšej magmy už kyslejšieho charakteru s vykryštalizovanou časťou. V týchto podmienkach kryštalizuje kantorský typ granodioritu. Intímne sa oba typy prelínajú, ale vzájomne na seba minimálne pôsobia, najčastejšie vplyvom „zvodnenia“ kyslejšie magmy. Voľné plagioklasy z bázejšieho „obdobia“ sú premiestnené a vplyvom fluidov silne premenené. Tvorí centrá novej kryštalizácie, ktorá nesie všetky znaky kryštalizácie prebiehajúcej súčasne s týmito pochodmi. Po ukončení tejto etapy dochádza k poslednej fáze, a to k intrúzii leukokratnej magmy do celého komplexu. Pôvod tejto intrúzie nie je zatiaľ presvedčivo objasnený a bude predmetom samostatného štúdia.

Zoznam lokality analyzovaných vzoriek granitoidov Veľkej Fatry

VF 1 — biotitický granodiorit, Ľubochníanska kotlina, Vyšný tajch, 800 m

- od hájovne Rakytov, skalný odkryv pod mostom
- VF 2 — biotitický granodiorit, Lubochnianska dolina, skalný odkryv v ústí doliny Nižná Štefanová
- VF 4 — biotitický granodiorit (až tonalit), Vyšné Matejkovo, odkryv v záreze cesty na Smrekovicu vo výške 1125 m
- VF 6 — biotitický tonalit, Vyšné Matejkovo, odkryv v záreze cesty na Smrekovicu vo výške 870 m
- VF 7 — biotitický granodiorit až tonalit, Vyšné Matejkovo, kameňolom vo výške 850 m
- VF 8 — biotitický granodiorit, Vyšné Matejkovo, cesta na Smrekovicu vo výške 840 m, oproti ústiu prítoku
- VF 9 — biotitický granodiorit, Sklabinský Podzámok, odkryv v ceste na Lipový kopec (1050 m) na západ od kóty
- VF 10 — leukotonalit, Vyšné Matejkovo, odkryv na pravej strane potoka smerom na Smrekovicu vo výške 970 metrov
- VF 11₂ — muskovitický granit, Lubochnianska dolina, ústie bočnej doliny za hájovňou Raková
- VF 12₁ — biotitický granit, Lubochnianska dolina, hájovňa Salatín, 700 m hore dolinou smerom na Maguru
- VF 12₂ — biotitický granit, Lubochnianska dolina, hájovňa Salatín, 700 m hore dolinou smerom na Maguru
- VF 13₂ — biotitický tonalit, zárez cesty v Nižnom Matejkovom v strednej časti doliny, výška 850 m
- VF 13₃ — biotitický granodiorit, Nižné Matejkovo, výška 720 m
- VF 13₄ — biotitický granodiorit, Nižné Matejkovo, južný svah doliny vo výške 620 m
- VF 14₁ — biotitický granit, Lubochnianska dolina, bočné údolie za ozdravovňou, stúpanie cesty od zátáčky
- VF 14₂ — muskovitický granit, odkryv neďaleko predchádzajúcej lokality
- VF 14₃ — muskoviticko-biotitický granit, odkryv neďaleko predchádzajúcej lokality
- VF 15 — muskovitický granodiorit až granit, Lubochnianska dolina, malá skalná stena pri hájovni Raková
- VF 16 — muskovitický leukogranit, Sklabinský Podzámok, Kantorský potok v záreze cesty na JZ od Kopy
- VF 22_A — biotiticko-muskovitický granit, Vyšné Matejkovo, cesta na Smrekovicu, skalná stena v zátáčke vo výške 1050 m

VF 22_B — biotitický granodiorit, Vyšné Matejkovo, skalná stena v zátáčke vo výške 1050 m

Literatúra

- Bystrický, J. 1955: Poznámky o meozoiku Lubochnianskej doliny Veľkej Fatry. *Geol. Práce, Zpr.*, 2, 74—89.
- Bystrický, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. *Geol. Práce, Zpr.*, 6, 76—79.
- Kamenický, L. — Macek, J. — Krištín, J. 1985: Geochemicko-mineralogický výskum kryštalinika Malej a Veľkej Fatry. *Manuskript — archív GÚ SAV Bratislava*.
- Korikovskij, S. P. — Kamenický, L. — Boronichin, V. A. — Macek, J. (v tlačí): PT-uslovia metamorfizma kristaličeských slancev Maloj Fatry. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*
- Kubíny, D. 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. *Geol. Práce, Zpr.*, 1, 9—12.
- Kubíny, D. 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti Ľumbierskeho masívu. *Geol. Práce, Zpr.*, 9, 110—119.
- Kubíny, D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. *Geol. Práce, Zpr.*, 14, 129—133.
- Kubíny, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 109—114.
- La Roche, H. de. 1979: Granites chemistry Through Multicationic Diagrams. *Sci. de la Terre, sér. Inform. Géolog. (Nancy)*, 13, 65—88.
- Matějka, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 7, 576—616.
- Matějka, A. 1931: Géologie de la vallée de Revúca. *Knih. geol. Úst. Čs. Republ.*, 13A, 263—287.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaque centrale et des régions avoisinantes. *Guide des excursions (Prgha)*, 19—163.
- Perčuk, L. L. — Lavrentjeva, I. V. — Kotelnikov, A. R. — Petrik, I. 1984: Srovnatelnaja charakteristika termodynamických režimov metamorfizma porod glavnogo kavkazskogo chrbeta i Zapadnykh Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 1, 105—155.
- Štur, D. 1868: Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Gran- und Waag-thale. *Jb. geol. Reichsanstalt (Wien)*.

Recent knowledge on mineralogy and geochemistry of granitoids in the Veľká Fatra Mts., West Carpathians

Three main varieties of Variscan granitoids are known from the granitoid plutonic body of the Veľká Fatra Mts. crystalline: the Smrekovica tonalite, the Kantor granodiorite and the Lubochňa leucogranite. Marginal attention was hitherto paid to the Veľká Fatra Mts. crystalline by Štúr (1868), Matějka (1925, 1927, 1930, 1931), Bystrický (1955, 1956) whereas crystalline units have been studied by Kubíný (1954, 1955, 1958, 1962) and Kamenický et al. (1985).

The paper summarizes detailed knowledge on granitoids (tab. 1) together with data on chemical composition of main rock-forming minerals (tab. 2) and introduces 25 new chemical analyses of granitoids (tab. 3) made by

X-ray fluorescence. The scheme of geological structure according to Kubíný (1954) is in fig. 1 whereas a geological profile of the investigated area is in fig. 2.

It follows from the factographic material that after the generation and uprise of the magmatic chamber, the Smrekovica tonalite crystallized under quiet conditions. After a change of PT conditions, under kinetic conditions and mixing of more acidic differentiates with the already crystallized portions, the Kantor granodiorite crystallized with locally intrusive relations. In the last phase the leucocratic differentiated magma intruded into the entire crystalline complex.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Fórum mladých

(Spišská Nová Ves 12. 3. 1987)

Š. Méres : Problematika využitia geotermometrie na príklade metasedimentov centrálnej zóny Západných Karpát

V prácach rôznych autorov zaoberajúcich sa kryštalinikom centrálnej zóny Západných Karpát sa v geotermometrii najčastejšie využíva minerálny pár granát — biotit. Vypočítané teploty sú často vyššie, ako by sa dalo očakávať, a v niektorých prípadoch odporujú uznávaným teoretickým a experimentálne potvrdeným záverom. Uvedenú skutočnosť môže vo všeobecnosti spôsobovať nepresná analýza (resp. selekcia výsledkov, napr. použitie vo výpočtoch analýz biotitov so sumami od 88 do 97 % a pod.), nesprávne definovanie rovnovážnych minerálnych asociácií, chyby v prepočtoch (najmä nezohľadnenie rôznych korekcií) a pod.

Pri štúdiu pararúl Suchého a Malej Magury sa vyskytli problémy, ktoré bolo nutné zohľadniť pri riešení geotermometrických otázok: 1. problém prítomnosti textúrne a chemicky zonálneho granátu (Hovorka et al., v tlači), 2. problém prítomnosti troch typov biotitu v študovaných pararulách (sillimanitizované biotity, biotity koexistujúce s jadrom granátu a biotity koexistujúce s čírym lemom textúrne a chemicky zonálneho granátu. Pri dodržaní podmienok nutných na potvrdenie

rovnovážnych minerálnych asociácií (Méres — Hovorka, v tlači) dospel autor k nasledujúcim výsledkom: a) jadrá granátov s priamym typom chemickej zonálnosti vznikli pri teplote okolo 570 °C a ich okraje pri teplote okolo 600 °C, b) jadrá granátov s obráteným typom chemickej zonálnosti vznikli pri teplote okolo 650 °C a ich okraje v rozmedzí 550—590 °C.

Uvedené výsledky potvrdzujú uplatnenie sa minimálne dvoch metamorfných cyklov v danej oblasti. Intenzita prvého dosiahla sillimanitovú izográdu (t okolo 650 °C) a intenzita druhého staurolitovú izográdu (t do 600 °C).

S. Pramuka : Prepočty štruktúrnych vzorcov horninotvorných minerálov

Bulach prepočítava kryštalochemické vzorce minerálov podľa niekoľkých metód: na základe kyslíka, na základe časti kyslíka, kyslíkovou metódou (podľa náboja), metódou podľa kationov. Prednáška uviedla postup pri jednotlivých prepočtoch a tiež koeficienty jednotlivých minerálov pre jednotlivé prepočty. Opisal sa aj postup výpočtu Fe^{2+} , ak Fe_2O_3 nebolo stanovené, tiež spôsob prepočtu Al^{IV} a Al^{VI} pre základné horninotvorné minerály. Načrtol sa spôsob výpočtu koeficienta pre OH skupinu a spätný prepočet na váhové % H_2O pre minerály obsahujúce OH skupinu,

pri ktorých sa H_2O v analýze nestanovilo.

Pre bezvodé minerály a minerály s OH skupinou, v ktorých sa H_2O stanovilo, sa odporúčalo použiť obyčajný prepočet na základe kyslíka. Pre minerály s OH skupinou, pri ktorých sa H_2O nestanovilo, je vhodné použiť prepočet podľa kationov, ktorý dáva zhodné výsledky s obyčajným prepočtom na základe kyslíka, a teda prepočty sú navzájom porovnateľné.

S. Pramuka: Chemizmus minerálov bazických metamorfovaných hornín vo fácií zelených bridlíc, Rudňany, 25. obzor

Študovali sa 3 odlišné minerálne paragenézy metapyroklastík: Qtz + Alb + r. m. $\pm$ Ep; Qtz + Alb + Chl + Ms + r. m. $\pm$ Ep; Qtz + Alb + Chl + Act + r. m. $\pm$ Ep, ktoré boli znázornené v AFM diagrame pri projekcii z bodu draselného živca. Sledovaný muskovit nevýkazuje výrazné rozdiely vo svojom zložení. Prevláda v ňom muskovitová zložka (70–83 %). Obsah seladonitovej zložky sa pohybuje od 10 do 28 %, paragonitovej od 0 do 10 %.

Chlority sú v poli brungsvigitu, pyknochloritu a diabantitu (podľa Heya). Pozorujeme rozdielne typy chloritu v závislosti od pomeru Fe/Fe + Mg. Tieto rozdiely potvrdila i rtg analýza. Projekčné body amfibolu sú v poli aktinolit (podľa Leaka).

Vo vzorkách s vyšším podielom Mg má aktinolit vystupujúci v chlorite zvýšený obsah Mg v zhode s chloritom oproti vzorkám so zvýšeným obsahom Fe v týchto mineráloch.

Minerálne paragenézy poukazujú, že tieto horniny vznikli v podmienkach chloritovej zóny fácie zelených bridlíc.

E. Gurinová: Krasové bauxity sveta

Prednáška bola zostavená na základe najnovších literárnych údajov týkajúcich sa danej problematiky so zameraním na možnosť ich aplikácie na podmienky bauxitových výskytov v oblasti Markušoviec.

E. Gurinová: Petrografia bauxitových výskytov pri Markušovciach

V obliakovom materiáli okolitých hornín sa opísali vulkanické horniny a ich metamorfne a alterované analógy. Z premien sa najčastejšie uplatnila karbonatizácia, sericitizácia, saussuritizácia, leukoxenizácia, chloritizácia a albitizácia. Živce a kremeň boli často katalyzované a sfudnaté minerály tlakovo deformované.

DTA a rtg analýzy potvrdili, že hlavnými minerálmi pelitického materiálu bauxitových výskytov boli kaolinit a illit, menej chlorit. Častá je klastická prímes kremeňa, živcov,

sporadická je organická hmota a zlúčeniny fosforu. Diaspor a böhmit sa potvrdili jedine vo vzorke MB-90 z vrhu VMB-42 z hĺbky 52,5 m.

Horniny eocénu pri Markušovciach vznikli v nestálych podmienkach a študované pelity nemožno začleniť ani k jednému typu bauxitov vyčlenených Kontom (1954). Ani typy premien alumosilikátov danej oblasti nenasvedčovali, žeby tu mohli vzniknúť bauxitové minerály. Opísané bauxitové nálezky sú zrejme produktmi remobilizácie lateritových polôh z južnejších oblastí.

A. Hradická — Z. Komoňová: Mineralogicko-petrografické štúdium z oblasti Slovinky — Gelnica

Mineralogické práce sa zamerali na sledovanie prejavov mineralizácie a žilných štruktúr. Na základe chemických analýz separovaných minerálov a nábrusového materiálu sa zachytili žilné štruktúry zaradené k hlavným žilným štruktúram slovinsko-gelnického rudného poľa. Určili sa kremeňovo-sulfidické a sideritovo-sulfidické žilné štruktúry.

J. Vozár: Geochemická charakteristika sideritu zo západného pokračovania nadložnej žily Droždiak a porovnanie so sideritom z bindtských žíl

Siderit tu vystupuje jednak vo forme drobných žiliek, ojedinele tvorí i väčšie akumulácie šošovkovitého charakteru. Jedná sa o strednozrnný až hrubozrnný siderit, ktorý vystupuje v paragenéze s kmeňom, zriedka s pyritom. V jednom prípade pozorovať siderit s rumelkou a spekularitom.

Karbonát predstavuje hlavne pistomezit, iba v jednej vzorke sa zistil sideroplezit. Obsah MgO v siderite smerom na západ sa oproti obsahom v oblasti jamy Mier zvyšuje.

Siderit sa chemickým zložením líši od sideritu hlavných žilných štruktúr. Možno pozorovať isté kopírovanie polí V blokov. Porovnaním sideritu zo západného pokračovania žily Droždiak so sideritom z bindtských žíl sme zistili zhodu v chemickom zložení, ktorá sa týka hlavných aj stopových prvkov.

J. Suchý: Analýza geochemických vzoriek metódou röntgenovo-fluorescenčnej spektrometrie (RFS)

Prvá časť prednášky sa dotýkala princípov RFS, prípravy štandardov a zostrojovania kalibračných kriviek jednotlivých prvkov.

V druhej časti autor rozobral stanovenia As, Sb, Bi, Ba, Sr, Y, Zr, Nb, Ta, Sc, Ge a Ga a uviedol ich metrologické charakteristiky (hranica dôkazu, hranica stanovitelnosti, smerodajná odchýlka).

Štúdium magnetických a paleomagnetických vlastností premenených hornín vrtu LX-15 z oblasti Kremnických vrchov

OTO ORLICKÝ*, JAROSLAV LEXA**

* Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

** Geologický ústav D. Stúra, Mlynská dolina 1, 811 04 Bratislava

Doručené 18. 6. 1986

Изучение магнитных и палеомагнитных свойств изменённых пород скважины № LX-15 в районе Кремнических гор, Средняя Словакия

Автометаморфизованные андезиты и андезитовые порфиры скважины № LX-15 обладают высокой магнитной и направляющей стабильностью остаточной намагниченности (ОН). В этих породах главным элементом магнитных свойств является вторичный гематит. Средняя величина наклона ОН имеет $-63,4^\circ$. Отдельные вторичные минералы окислов железа являются носителями магнетизма. В остальных породах скважины № LX-15, которые обладают низкой магнитной и направляющей стабильностью ОН.

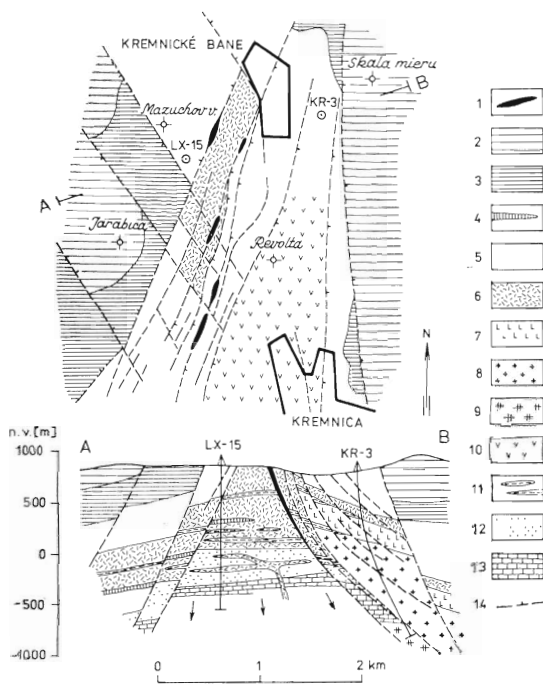
Magnetic and paleomagnetic properties of rocks in the LX-15 borehole, Kremnické vrchy Mts., Central Slovakia

Autometamorphosed andesites to andesite porphyry in the borehole LX-15 are characterized by high magnetic and directional stability of RMP. In these rocks secondary haematite is the principal carrier of magnetism. The average value of inclination of RMP is $-63,4^\circ$ — the reversed polarity is probably a result of self-reversal. Various secondary mineral phases of Fe_3O_4 are carriers of magnetism in other rocks of the borehole which show generally low magnetic and directional stability of RMP.

V ostatnom čase sme študovali magnetické a paleomagnetické vlastnosti intruzívnych intravulkanických až subvulkanických hornín (Orlický, 1985, 1986) a v tej súvislosti tiež vplyv premien minerálov na ich magnetické vlastnosti (Orlický, 1987). Takto orientovaný výskum je sústredený na postupné vyčleňovanie hornín, ktoré sú

évidentne premenené, ale zároveň sa významujú v prevahe zápornou inklináciou stabilnej remanentnej magnetickej polarizácie (RMP).

Cieľom prezentovaného príspevku, nadväzujúceho na doterajšie výsledky, je poukázať na možnosť výskytu sekundárnej vysokostabilnej RMP v premenených hor-



Obr. 1. Odkrytá geologická mapa okolia vrtu (podľa Lexu et al., 1983). Jastrabá formácia (vrchný sarmat — spodný panón): 1 — tenké dajky ryolitov sprevádzajúce I. žilný systém; Formácia Kremnického štítu (vrchný báden — spodný sarmat): 2 — nečlenené lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických andezitov; Turčická formácia (vrchný báden — spodný sarmat): 3 — nečlenené pyroxenické andezity, lokálne vložky tufu; Zlatostudnianska formácia (báden): 4 — reliktu vulkanitov s intruzivami, 5 — nečlenený komplex premenených andezitov a andezitových porfýrov, 6 — premenený andezitový porfýr, 7 — dioritový porfýr, 8 — diorit, 9 — gabrodiorit, 10 — slabšie premenený amfibolicko-pyroxenický andezit; Kordícke súvrstvie: 11 — reliktu vulkanoklastík a sedimentov medzi intruzivami; Paleogén: 12 — ílovec a pieskovec vrchného eocénu; Mezozoikum: 13 — nečlenené horniny štureckého a križňanského príkrovu; 14 — zlomy

Fig. 1. Uncovered geological map of the surroundings of the borehole (according to Lexu et al., 1983). Jastrabá formation (Upper Sarmatian — Lower Panonian): 1 — thin dikes of rhyolites accompanying the 1st dyke system; The formation of Kremnica shield (Upper Badenian — Lower Sarmatian): 2 — undifferentiated lava flows of the pyroxene-amphibole andesites; Turček formation (Upper

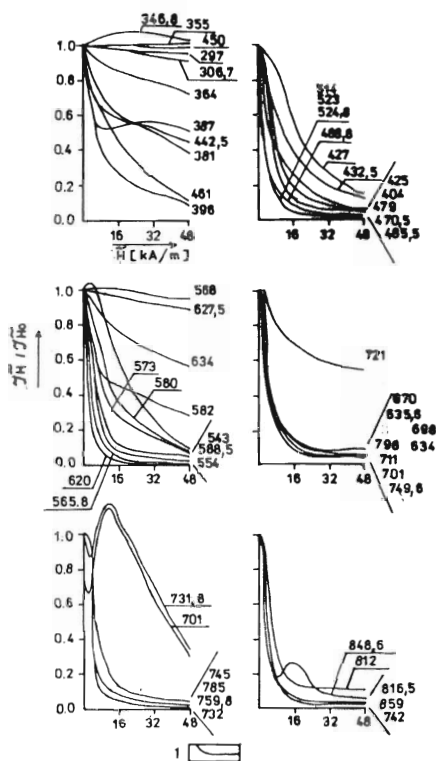
Badenian — Lower Sarmatian): 3 — undifferentiated pyroxene andesites, locally insets of the tuffs; The Zlatá Studňa formation (Badenian): 4 — the relicts of the volcanics among the intrusions, 5 — undifferentiated complex of altered andesites and andesite porphyres, 6 — altered andesite porphyres, 7 — diorite porphyrite, 8 — diorite, 9 — gabbro-diorite, 10 — soft altered amphibole-pyroxene andesite; Kordíky formation: 11 — relicts of the volcanoclastics and sediments among of the intrusions; Paleogene: 12 — claystones and sandstones of the Upper Eocene; Mesozoic: 13 — undifferentiated rocks of the Sturec and Križna nappes; 14 — faults

ninách a na možné zdroje RMP, ako aj sústreďovať zásobu informácií na postupné vysvetľovanie mechanizmu vzniku zápornej polarity RMP hornín.

Na podrobné zhodnotenie a interpretáciu paleomagnetických výsledkov sme využili materiál z vrtu LX-15, ktorý je situovaný v strednej časti Kremnických vrchov v rámci kremnického hrastu (obr. 1). Vrt overuje v nadloží hornín mezozoika a paleogénu variabilne premenené vulkanické a intruzívne horniny centrálnej zóny zlatostudnianskej formácie, ktorú chápeme ako reliktu stratovulkánu bádenského veku (Konečný — Lexa — Planderová, 1983). Vrt podrobne vyhodnotil Lexa et al. (1983) a jeho profil je schematicky znázornený na obr. 1.

Stručná charakteristika hornín a ich premen

Študované vzorky hornín vrtu LX-15 (obr. 1) pochádzajú z intervalu 297,0 m až 859,7 m (profil vrtu na obr. 6). Z opisu vrtu sú evidentné výrazné premeny hornín. V intervale 272—385 sa vyskytuje autometamorfovaný pyroxenický andezit až andezitový porfýr. V hornine je intenzívne hematizovaný pôvodný magnetitový pigment základnej hmoty, chloritizované výrastlice pyroxénov majú hematitové (opacitové) lemy. Podľa Lexu et al. (1983)



Obr. 2. Demagnetizácia striedavým poľom. I_H/I_{H0} — pomer remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) pri zvolenej hodnote poľa (I_H) voči NRMP (I_{H0}), 1 — demagnetizačné krivky

Fig. 2. AC demagnetization. I_H/I_{H0} — ratio of remanent magnetic polarization (RMP) at the chosen value of the field (I_H) to NRMP (I_{H0}), 1 — demagnetization curves

sa menej intenzívne autometamorfované premeny zistili aj v intervaloch 490—550 m, 730—750 m a 970—1040 m. Autometamorfne premenené horniny boli podľa Lexu et al. (1983) neskôr postihnuté hydrotermálnymi premenami, ktoré sú väčšinou intenzívnejšie a zastierajú pôvodné prejavy autometamorfózy.

Z hydrotermálnych premien sa na horninách vrtu LX-15 uplatnila pyritizácia, chloritizácia, karbonatizácia, silicifikácia, sericitizácia a epidotizácia. Napr. pyritizácia sa najintenzívnejšie prejavuje v in-

tervale 4—175 m (kde asocjuje s maximami prv spomínaných premien), mizne v hĺbke okolo 270 m. Obyčajne impregnuje základnú hmotu vo forme idiomorfických až hypidiomorfických zŕn, menej často zatláča výrastlice pyroxénov, alebo je súčasťou výplne kremeňovo-chloritovo-karbonátových žíliak. Chloritizácia sa prejavuje v celom profile vrtu, maximálna je v intervale 306—384 m. Chlorit ako produkt tejto premeny zatláča výrastlice pyroxénu a základnú hmotu.

V hĺbke 270 m a nižšie sa (v zmysle Lexu et al., 1983) objavujú v akcesorickom množstve opakové minerály. V intervale 289—434 m sa jedná väčšinou o hematity, hlbšie najmä o magnetity, v oblastiach s výskytom porúch tiež s prítomnosťou malého množstva pyritu.

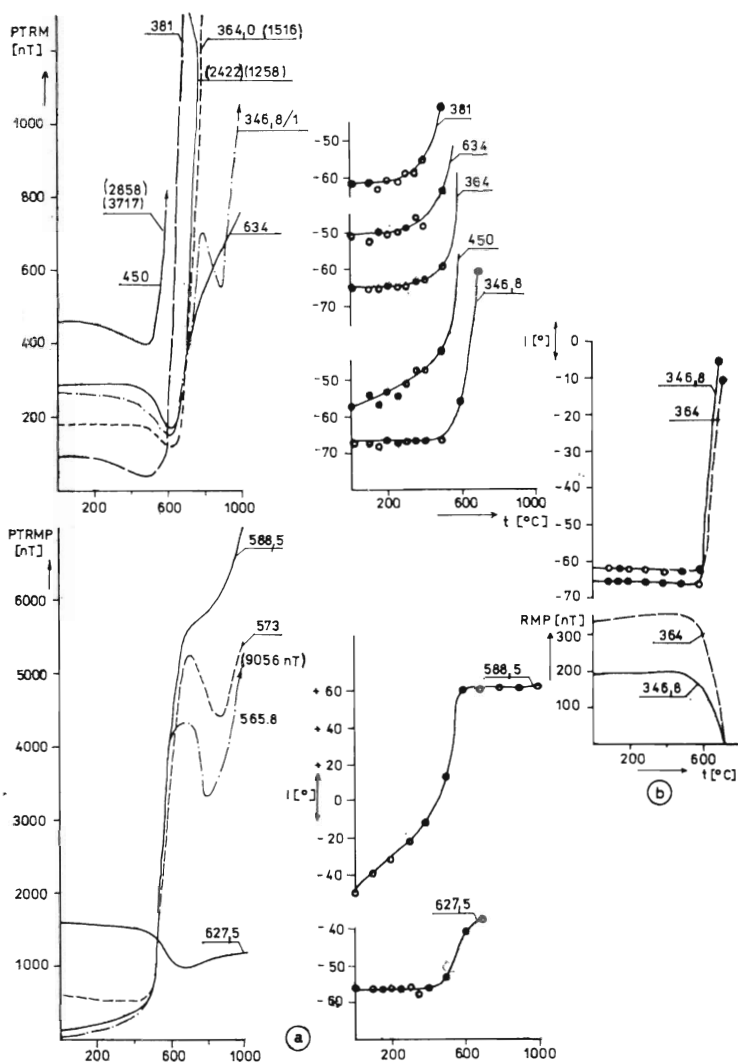
Metodika prác a základné výsledky

Vzorky hornín sa odobrali orientovane voči osi vrtu (Z), s krokom približne 10 až 15 m. Spolu sa odobralo 57 vrtných jadier, z ktorých sa do tvaru valčeka s priemerom 25 mm a výškou 22 mm odvŕtalo 104 vzoriek.

Na vzorkách sa laboratórne merala objemová magnetická susceptibilita (κ), prirodzená remanentná magnetická polarizácia (NRMP) a Curieove teploty vyseparovanej magnetickej frakcie.

Testovala sa magnetická a smerová stabilita RMP hornín, a to metódami demagnetizácie striedavým a tepelným poľom s kompenzovaním geomagnetického poľa (obr. 2, 3). Na vybraných vzorkách sa použila tiež demagnetizácia tepelným poľom bez kompenzovania geomagnetického poľa (obr. 3). Demagnetizácia striedavým poľom sa aplikovala v rozsahu 0, 2, 4, 8, 12, 16, 20, 24, 32, 40, 48 kA/m. Tepelná demagnetizácia sa použila v rozsahu 25, 50, 100, 200, 300, 400, 500, 600 a 700 °C.

Prítomnosť pyritu a ďalších možných



Obr. 3. Demagnetizácia tepelným poľom: a — v nekompenzovanom geomagnetickom poli, b — s kompenzovaním geomagnetického poľa. PTRMP — parciálna termoremanentná magnetická polarizácia, RMP — remanentná magnetická polarizácia, nT — nanotesla, $I(^{\circ})$ — inklinácia RMP v stupňoch, t — teplota v stupňoch Celzia, 346,8 — označenie vzorky, (2858) a (3717) — hodnoty TRMP vzorky po jej vyhriatí na 900 °C alebo 1000 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu v poli 45,2 μ T (mikrotesla)

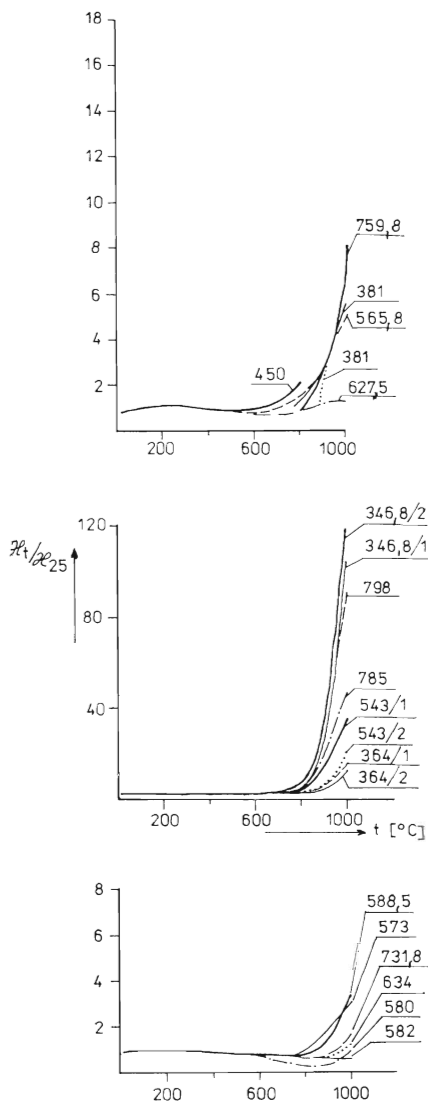
Fig. 3. The temperature demagnetization: a — without the compensation of geomagnetic field, b — with the compensation of geomagnetic field. PTRMP — partial termoremanent magnetic polarization, RMP — remanent magnetic polarization, nT — nanotesla, $I(^{\circ})$ — inclination of RMP in degrees, t — centigrad temperature, 346,8 — sample number, (2,858) and (3,717) — values of TRMP of sample after heating to 900 °C and 1000 °C and cooling to laboratory temperature in the field 45,2 μ T (microtesla)

príemien magnetických minerálov vo vzorkách hornín sa zisťovala sledovaním zmeny χ s teplotou v rozsahu od 25 do 1000 °C s krokom 50 až 100 m (obr. 4). Táto metóda spočíva vo vyhrievaní pevnej vzorky horniny na teplotu t v prostredí vzdušného kyslíka, po vychladnutí na laboratórnu teplotu sa zmeria χ .

Pomocou striedavého mostíka KLY-2 sme (metodikou rozpracovanou Orlickým, 1985) s cieľom detekovať magnetické minerály sledovali Curieove teploty magnetickej vyseparovanej frakcie (obr. 5).

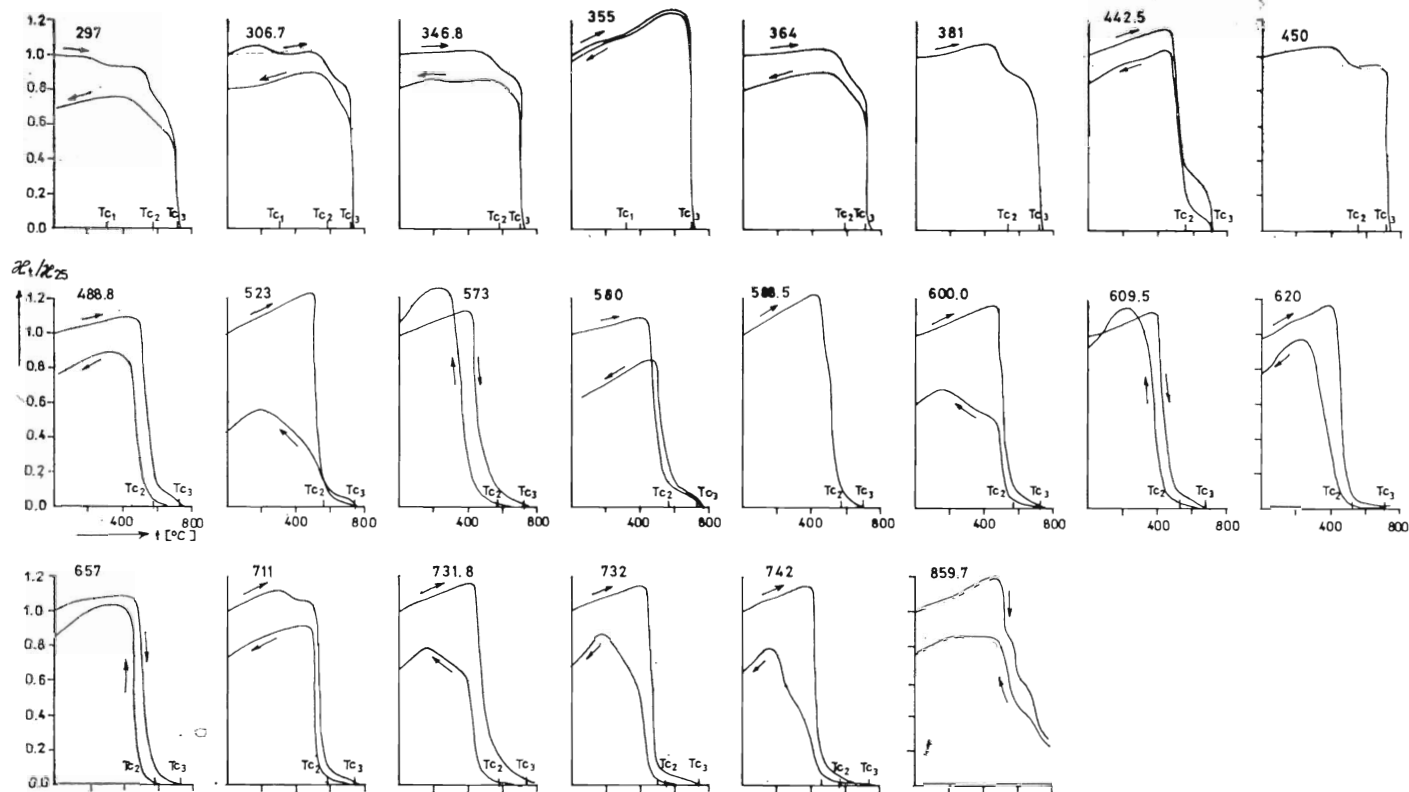
Zo základných výsledkov graficky zobrazených na obr. 6 vidno, že v intervale 297 až 364 m vykazujú horniny veľmi nízke hodnoty χ (240 až 540×10^{-6} SI), a nízke hodnoty NRMP (187 až 347 nT). Výnimkou sú vzorky horniny z hĺbky 297 m, kde NRMP = 1436 nT. V hĺbke 381 m a nižšie sú horniny s relatívne vyššími hodnotami χ . Maximálne hodnoty χ boli zistené v hĺbke 600 a 620 m ($\chi = 40\,972$ a $46\,876 \times 10^{-6}$ SI).

Miestami sa horniny s nízkymi hodnotami χ vyskytujú i v hĺbkovom intervale 381 m a nižšie (napr. 568 m — $\chi = 267,5$ a 627,6 m — $\chi = 502 \times 10^{-6}$ SI). Horniny majú v celom študovanom hĺbkovom intervale prevažne zápornú inklináciu prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (obr. 6). V smerovej stabilite a magnetickej stabilite RMP voči demagnetizácii striedavým i tepelným poľom sa horniny predmetného vrtu líšia (obr. 2, 3). Smerovú stabilitu RMP každej študovanej vzorky sme kvantitatívne vyjadrili koeficientom presnosti k a polovičným uhlom kužela spoľahlivosti α_{95} vypočítanými pomocou Fischerovej štatistiky. Tieto parametre i strednú hodnotu inklinácie RMP (I_{str}) sme vypočítali pre každú vzorku horniny z hodnôt deklinácie (D) a inklinácie (I), ktoré sme získali po aplikovaní vyššie uvedených diskretných demagnetizačných poľí (n = väčšinou 11, výnimočne 4–7,



Obr. 4. Zmena magnetickej susceptibilitý (χ) v závislosti od teploty. χ_t/χ_{25} — pomer magnetickej susceptibilitý vzorky po vyhrievaní na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu (χ_t) voči magnetickej susceptibilitý vzorky bez tepelného účinku (χ_{25}), 627,5 — označenie vzorky

Fig. 4. The change of magnetic susceptibility (χ) with relation to temperature. χ_t/χ_{25} — ratio of magnetic susceptibility of the sample after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature (χ_t) to magnetic susceptibility of the sample without the temperature effect (χ_{25}), 627,5 — sample number



Obr. 5. Meranie Curieových teplôt magnetickej frakcie. x_t/x_{25} — pomer x frakcie pri teplote t (x_t) voči x frakcie pred začatím vyhrievania (x_{25}), 346,8 — označenie vzorky, 1 — krivka počas vyhrievania frakcie, 2 — krivka počas chladnutia frakcie, T_c — Curieova teplota v stupňoch Celzia

Fig. 5. The Curie temperature measurements of magnetic fraction. x_t/x_{25} — ratio of x of fraction at the temperature t (x_t) to the x of fraction before heating (x_{25}), 346,8 — sample number, 1 — the curve upon heating of the fraction, 2 — the curve upon cooling of the fraction, T_c — the Curie temperature in the degrees centigrade

najmä pri horninách s vysokou κ , u ktorých sa v nameranej RMP výraznejšie prejavovala viskózna magnetizácia).

Z výsledkov demagnetizácie striedavým poľom na obr. 2 a tabuľky na obr. 6 vyplýva, že vysokú magnetickú a smerovú stabilitu vykazujú vzorky hornín z hĺbky 297 až 381, 442,5, 450, 568, 627,5, 634, 721 a 759,8 m.

Výsledky demagnetizácie tepelným poľom (obr. 3) svedčia o tom, že niektoré vzorky hornín sa vyznačujú mimoriadne vysokou smerovou stabilitou RMP. Napr. inklinácia RMP vzoriek z hĺbky 297, 346,8, 364 a 627,5 m sa v rozsahu teplôt 25 až 500 °C, a to pri nekompenzovaní vonkajšieho geomagnetického poľa buď vôbec nemení, alebo sa mení len nevýrazne. K významnému náhlemu zvýšeniu RMP (PTRMP $\rightarrow$ TRMP) dochádza až pri teplotách nad 500 °C, pričom pri nižších teplotách sa RMP týchto vzoriek hornín v nekompenzovanom geomagnetickom poli takmer nemení. Vo vzorkách hornín z hĺbky 450, 588,5 a 634 m dochádza v nekompenzovanom geomagnetickom poli v intervale 25 až 500 °C k postupnej zmene inklinácie RMP. Výsledky demagnetizácie vybraných vzoriek z 346,8 a 364 m tepelným účinkom v kompenzovanom geomagnetickom poli ukazujú, že k strate RMP a k zmene inklinácie RMP týchto vzoriek dochádza až pri teplotách nad 600 °C.

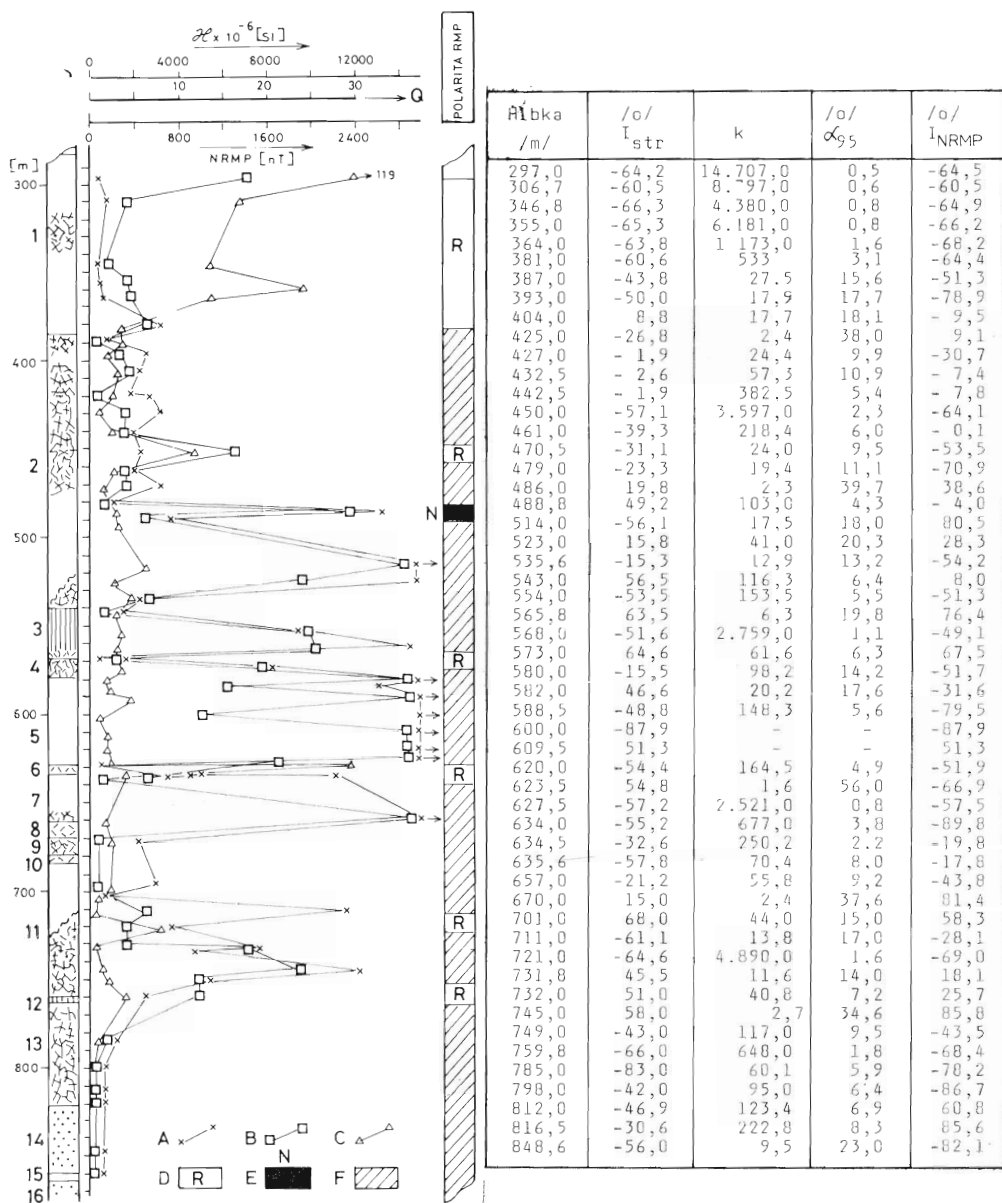
Inklinácia vzoriek hornín z 297 až 381, 442,5, 450, 568, 627,5, 721 a 759,8 m s mimoriadne vysokou smerovou stabilitou RMP je záporná (obr. 3; tab. na obr. 6). Stredná hodnota inklinácie vypočítaná z individuálnych hodnôt uvedených vzoriek je $I_{\text{str}} = -63,4^\circ$. Vzorky hornín z hĺbkového intervalu od 396 do 785 m (okrem už uvedených polôh) vykazujú relatívne vyššie hodnoty κ , napr. v hĺbke 514, 523 a 565,8 m — $15\,000$ až $20\,000 \times 10^{-6}$ SI, v intervale 580 až 623,6 m dosahujú okolo $15\,000$, výnimočne $25\,000$ až $47\,000 \times 10^{-6}$ SI.

Väčšina vzoriek vykazuje 2000 až 3000×10^{-6} SI. Prevažujúca väčšina týchto vzoriek však vykazuje nízku magnetickú (obr. 2) a smerovú stabilitu (tab. na obr. 6 nízke k a vysoká α_{95}) voči demagnetizácii striedavým a tepelným poľom. Aj vzorky uvažovaného hĺbkového intervalu vykazujú v prevahe zápornú inklináciu RMP. Využitie týchto výsledkov na výpočet strednej hodnoty inklinácie pre uvažovaný hĺbkový interval však vzhľadom na nízku smerovú stabilitu nepovažujeme za vhodné.

V študovanom vrtnom profile sú zistené tiež vzorky hornín s kladnou inklináciou RMP. Väčšina z týchto vzoriek vykazuje relatívne vysoké hodnoty κ , v niektorých prípadoch tiež vyššie hodnoty NRMP, avšak nízku magnetickú aj smerovú stabilitu RMP voči demagnetizácii striedavým i tepelným poľom.

Ako vidno na schéme polarity RMP študovaných hornín (obr. 6), v sledovanom profile vrtu sa najčastejšie vyskytujú horniny s nízkou stabilitou, v prevahe však so zápornou polaritou RMP.

Štúdium zmien κ s teplotou na vybraných vzorkách ukazuje, že v intervale 25 až 700 °C sa κ s teplotou takmer nemení. Výraznejšie narastá pri teplotách nad 700 °C, a to u vzoriek väčšinou s pôvodne nízkymi hodnotami κ . Výnimočný nárast κ sa zistil napr. pri vzorke 346,8 m/2, kde z pôvodných $265,7 \times 10^{-6}$ SI po vyhriatí na 1000 °C vzrástla κ na $31\,884 \times 10^{-6}$ SI, t. j. 120-krát. Poukazuje to na výrazné fázové zmeny mineralogickej frakcie v hornine. Z meraní Curieových teplôt na obr. 5 vidieť, že vzorky hornín z 297, 306,7, 346,8, 355, 364, 381, 442,5 a 450 m vykazujú pokles κ na nulovú hodnotu pri teplote cca 700 °C. V intervale od 500 °C po 600 °C dochádza k prechodnému poklesu κ , pri vzorkách 297 a 306,7 m κ mierne klesá tiež v oblasti nad 300 °C. Možno usudzovať, že Curieova teplota $T_c = 310^\circ\text{C}$ v prvých



Obr. 6. Zobrazenie profilu vrtu LX-15, grafické a číselné vyjadrenie magnetických a paleomagnetických charakteristík hornín. A — magnetická susceptibilita hornín (χ), B — prirodzená remanentná magnetická polarizácia hornín (NRMP), C — Königsbergov koeficient, Q, D — záporná polarita stabilnej zložky RMP horniny, E — kladná polarita stabilnej zložky RMP horniny, F — horniny s nízkou smerovou stabilitou a s prevažujúcou zápornou polaritou RMP, $I_{str}^{(o)}$ — stredná hodnota inklinácie horniny po demagnetizácii vzorky, $I_{NRMP}^{(o)}$ — inklinácia prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) horniny, k — koefi-

cient presnosti, α_{95} — polovičný uhol kužela spoľahlivosti, 1 — autometamorfovaný pyroxenický andezit až andezitový porfýr (subvulkanické teleso), 2 — propylitizovaný augiticko-hyperstenický andezitový porfýr. V zónach brekciácie vidno prechod do andezitu (subvulkanické intruzívne teleso, pravdepodobne sill), 3 — propylitizovaný leukokratný andezit s opacitizovanou základnou hmotou (relikt lávového prúdu, v spodnej časti hnedá lávová brekcia), 4 — oxidovaný leukokratný pyroxenický andezit (lávová brekcia v strede s reliktom masivného andezitu), 5 — propylitizovaný andezit až andezitový porfýr (andezitové teleso — sill?), 6 — redeponované tufy a epiklastiká, 7 — propylitizovaný hyperstenický andezit až andezitový porfýr (intruzívne teleso andezitového porfýru, sill?), 8 — redeponovaný tuf, pieskovec s materiálom z podložia, 9 — propylitizovaný pyroxenický andezit (brekciový andezit, sill?), 10 — premenený epiklastický vulkanický pieskovec, 11 — intrúzia (sill?) pyroxenického andezitu, 12 — fľovce a pieskovce paleogénu, 13 — zbrekciovaný sill pyroxenického andezitu, 14 — fľovce a pieskovce paleogénu, 15 — sill tmavého andezitu, 16 — fľovce a pieskovce paleogénu

Fig. 6. Log of the LX-15 borehole, with magnetic and paleomagnetic properties of rocks. A — magnetic susceptibility (χ), B — natural remanent magnetic polarization (NRMP), C — Königsberger's coefficient, Q, D — negative polarity of the stable component of RMP, E — positive polarity of the stable component of RMP, F — rocks with low directional stability and prevalent negative polarity of RMP, $I_{str}^{(0)}$ — mean value of inclination of RMP after demagnetization of rock, $I_{NRMP}^{(0)}$ — inclination of natural remanent magnetic polarization (NRMP), k — precision coefficient, α_{95} — the half angle of confidence cone, 1 — autometamorphosed pyroxene andesite to andesite porphyry (intrusive subvolcanic body), 2 — propylitised augite-hyperstene andesite porphyry subvolcanic (intrusive body, sill?), 3 — propylitised feldsparphyric andesite with opacitised groundmass (relict of a lava flow, with lava breccia in the lower part), 4 — oxidised feldsparphyric pyroxene andesite (lava breccia with a relict of andesite centre), 5 — propylitised andesite — to andesite porphyry (sill?), 6 — reworked tuffs and epiclastic volcanic rocks, 7 — propylitised hyperstene andesite to andesite porphyry (intrusive body of andesite porphyry, sill?), 8 — reworked tuffs and sandstone including material from the basement, 9 — propylitised pyroxene andesite (brecciated andesite sill?), 10 — altered epiclastic volcanic sandstone, 11 — intrusive body (sill?) of pyroxene andesite, 12 — claystones and sandstones of the Paleogene, 13 — brecciated sill of pyroxene andesite, 14 — claystones and sandstones of the Paleogene, 15 — sill of dark andesite, 16 — claystones and sandstones of the Paleogene

dvoch vzorkách zodpovedá malému množstvu prítomného pyrotínu, $T_c =$ cca 585 °C malému množstvu magnetitu a $T_c =$ cca 680 °C hematitu, ktorý je v týchto vzorkách zastúpený hlavnou mierou. Pri ostatných vzorkách z 488,8 až 859,7 m na obr. 5 možno interpretovať dve Curieove teploty. Prvá, $T_c =$ cca 585 °C, zodpovedá magnetitu, ktorý je hlavným substituentom v týchto horninách, a druhá, $T_c =$ cca 680 °C, zodpovedá hematitu, ktorý je v týchto vzorkách hornín podradne zastúpený. Výnimkou sú vzorky z 609,5 a 620 m s $T_c =$ cca 520 °C, ktoré sa zároveň vy-
značujú relatívne vysokými hodnotami χ . V týchto dvoch vzorkách je hlavným magnetickým minerálom pravdepodobne vysoko substituovaný magnetit. Krivky zmien

χ v priebehu chladnutia vzorky (obr. 5) poukazujú na oxidáciu a rekryštalizáciu pôvodného magnetického materiálu účinkom teploty za prítomnosti vzdušného kyslíka.

Interpretácia výsledkov a diskusia

Výsledky laboratórnych prác potvrdili, že napriek evidentným autometamorfným a hydrotermálnym premenám sú vo vrte LX-15 prítomné horniny s vysokou magnetickou a smerovou stabilitou RMP. Dôležité je poznať pôvod tejto vysoko stabilnej RMP, mechanizmus jej vzniku, minerál, na ktorý sa viaže, a spôsob, akým tento nositeľ stabilnej RMP vznikol.

Ako sme opísali vyššie, v intervale 272 až 385 m sa vyskytuje autometamorfovaný

pyroxenický andezit až andezitový porfýr. V základnej hmote tejto horniny je intenzívne hematizovaný pôvodný magnetitový pigment, v hornine sú hematitové opacitové lemy pyroxénov, ktoré sú chloritizované. Hematity tu jednoznačne chápeme ako sekundárne, vzniknuté reakciou (oxidáciou) magnetitu a pyroxénu s vodnou parou v neskoromagmatickom až postmagmatickom štádiu vývoja horniny. Menšie intenzívne autometamorfné premeny sa zistili tiež v ďalších intervaloch (Lexa et al., 1983). Horniny pochádzajúce práve z tohto intervalu (včítane hornín uvedených v predchádzajúcej stati) majú vysoko stabilnú zápornú inklináciu RMP so strednou hodnotou $I_{str} = -63,4^\circ$. Výsledky meraní Curieových teplôt a vysoká stabilita ukazujú, že hlavným nositeľom RMP v týchto horninách je hematit, s najväčšou pravdepodobnosťou sekundárneho pôvodu. Ako je uvedené vyššie, v hornine je tiež malé množstvo magnetitu, v niektorých vzorkách pravdepodobne tiež pyrotín. Nízke hodnoty κ týchto vzoriek hornín však poukazujú na ich zanedbateľný vplyv na výslednú RMP.

V horninách s relatívne vysokými hodnotami κ je hlavným nositeľom RMP hlavne Fe_3O_4 , v niektorých prípadoch vysoko substituovaný magnetit. Hematit, potvrdený Curieovými teplotami, prispieva k celkovej NRMP a RMP nevýrazne a rovnako nevýrazne ovplyvňuje magnetickú a smerovú stabilitu týchto hornín. Vzhľadom na vzťah k ostatným minerálom predmetných hornín je magnetit a hematit i v týchto horninách sekundárny.

S cieľom identifikovať typ a pôvod RMP študovaných hornín opäť poukážeme na premeny hornín a detegované opakové minerály v zmysle Lexa et al. (1983). Pyritizácia sa vo vrtnom profile prejavuje najintenzívnejšie v intervale 4–175 m a vyznieva v hĺbke okolo 270 m, sporadicky sa vyskytuje i hlbšie (Lexa et al., 1983).

Výsledky meraní κ vo vzťahu k zmene teploty vo väčšine vzoriek z intervalu 297 až 859,7 m nepotvrdili prítomnosť pyritu, pretože na krivkách $\kappa \rightarrow f(t)$ na obr. 4 by sa jeho prítomnosť prejavila zvýšením κ v oblasti 400 až 510 °C. Následný pokles κ v oblasti 510 až cca 700 °C spôsobila premena pyritu na magnetit až hematit podľa rovnice (in Bucha, 1975; Orlický, 1985): $FeS_2 \rightarrow FeS \rightarrow Fe_2O_3 \cdot FeO \rightarrow \kappa Fe_2O_3$. Ale κ narastá na krivkách $\kappa \rightarrow f(t)$ na obr. 4 väčšinou pri teplotách $T > 700^\circ C$. Experimentmi sme zistili, že tak čistý ilmenit, ako aj horniny obsahujúce ilmenit sa prejavujú podobným efektom spôsobeným prechodom Fe^{2+} na Fe^{3+} pri teplotách nad 750 °C. Je predpoklad, že podobným efektom by sa mohli prejavovať tiež leptochlority, ktoré by mohli byť v študovaných horninách prítomné v asociácii s chloritmi. Podľa Pečerského (1985) obsahujú tieto Fe_2O_3 4 %, z ktorých napr. chamozit a turingit sa podľa Betehtina (1955) pred dúchavkou tavia na „čierne magnetické sklo“. Zahrievaním sa teda stávajú vysoko magnetickými. V závislosti od podmienok pri vyhrievaní vzorky môže byť nárast κ spôsobený tiež preferovaným vznikom pyrotínu. Ako sme už uviedli, termometrická analýza nepotvrdila v intervale od 297 do 859,7 m prítomnosť pyritu a Curieove teploty (okrem hornín už vyššie uvedených, v ktorých je hlavne hematit) poukazujú hlavne na prítomnosť magnetitu. V súvislosti so zistením, že od 4–175 m do 270 m sa vyskytuje pyrit a od tejto úrovne nižšie sa vyskytuje Fe hlavne v podobe kyslíčnikov, poukážeme na poznatky iných autorov. V predchádzajúcej stati je uvedené, že horniny boli postihnuté hydrotermálnymi premenami. Marakušev a Bezmen zistili, že v priebehu vývoja hydrotermálneho procesu sa koncentrácia chemicky aktívnych aniónov síry postupne zvyšuje (in Smirnov, 1983). Preto zlúčeniny s nízkym obsahom síry, ktoré sú

charakteristické pre počiatočné vysoko-
teplotné štádium, sa neskôr nahrádzajú
zlúčeninami s vysokým obsahom síry. Pre-
tože v záverečných nízkoteplotných štá-
diách hydrotermálnej činnosti chemický
potenciál síry v roztokoch opäť klesá, klesá
tiež relatívne množstvo vylúčených sul-
fidov. Túto zákonitosť pozoroval Maraku-
šev a Bezmen na hydrotermálnych ložis-
kách z Tan-Šanu (in Smirnov, 1983). V ra-
nom štádiu hydrotermálnej aktivity pre-
vládali na týchto ložiskách oxidické zlú-
čeniny nad sulfidmi, z Fe zlúčenín sa vy-
skytoval magnetit a hematit. Neskôr že-
lezo vystupovalo preferovane v podobe
sulfidov vplyvom ešte nedostatočného na-
sýtenia sírou prevažne prezentovaných
pyrotínom. V neskoršom štádiu sa síra
stáva dominujúcou, s dostatočnou koncen-
tráciou a zráža sa v podobe nasýtených
sulfidov reprezentovaných pyritom. Mara-
kušev zastáva názor, že k výmene kyslí-
kového režimu za sírny a k zvýšeniu úlo-
hy síry dochádza v priebehu hydrotermál-
neho procesu vplyvom postupnej zmeny
primárneho zloženia roztokov odlučujú-
cich sa z magmy.

Výsledky meraní Curieových teplôt po-
tvrdzujú v horninách z intervalu 297 až
450 m hlavne hematit, na čo ukazujú tiež
výsledky mineralogických analýz. Hematit,
ako je už uvedené, vzniká v dôsledku au-
tometamorfných procesov. V hlbších
úrovniah je prítomný hlavne magnetit,
ale v hĺbke 627,5, 721 a 759,8 m prevláda
hlavne hematit. Nemožno jednoznačne ob-
jasniť vznik magnetitu prítomného v hor-
ninách. Nepredpokladáme, že sa jedná
o primárny magnetit z oblasti magmatic-
kého štádia. Nízke hodnoty NRMP, nízka
stabilita RMP, Curieove teploty zodpovedajúce pomerne čistému magnetitu bez
výraznejšieho náznaku prítomnosti titano-
magnetitov, hlavne však fakt, že horniny
sú výrazne hydrotermálne premenené, ne-
poukazujú na takúto možnosť.

Z našich výsledkov aj z výsledkov iných
autorov (Nguen Tchi Kim Tchoa — Pe-
čerski, 1984) je známy vznik magnetitu, he-
matitu a pyrotínu oxidačnou premenou
pyritu pri teplotách 400—600 °C. Magne-
tit mohol uvedeným spôsobom vzniknúť
v hydrotermálne premenených horninách
pôvodne s prítomnosťou pyritu, a to v ob-
dobí následnej vulkanickej aktivity pri
opätovnom prehriatí týchto hornín na
teploty okolo 400 °C. Doterajšie geologické
fenomény neposkytujú možnosť podobné-
ho vysvetlenia výsledkov hornín vrtu
LX-15. Je predpoklad, že v študovaných
horninách vznikol magnetit v období hy-
drotermálnych a autometamorfných pre-
mien za nižšieho parciálneho tlaku O₂, pri
teplote cca 300 °C, za súbežného vzniku
chloritov. Tento magnetit je však v kaž-
dom prípade sekundárny.

Z uvedených výsledkov usudzujeme, že:

— v horninách vrtu LX-15, v ktorých je
ako nositeľ magnetizmu potvrdený hema-
tit alebo magnetit, je RMP chemického
pôvodu (Tarling, 1974, predpokladá v me-
tamorfovaných typoch hornín tzv. vysoko-
teplotnú viskóznú RMP). Výnimkou môžu
byť horniny z hĺbky 627,5 a pravdepodobne
i 297 m, ktoré môžu mať povahu
TRMP. Vzorky po vyhriatí na 600 °C a
vyššie a vychladnutí do laboratórnej tep-
loty v poli 45,2 μ T získavajú mnohoná-
sobne vyššiu termoremanentnú magnetic-
kú polarizáciu, ako bola pôvodná NRMP
vzoriek (okrem vz. 627,5, ktorej sa pôvodná
relatívne vysoká hodnota NRMP = 1789
nT nezvyšila);

— nositeľa magnetizmu (z ktorých Fe₂O₃
a Fe₃O₄ vznikli v priebehu autometamor-
fného a hydrotermálneho procesu) sú se-
kundárneho pôvodu;

— veľkosť a smer RMP študovaných
hornín sú dôsledkom kombinovaného účin-
ku zemského magnetického poľa, intruzív-
nej postmagmatickej aktivity, hydroter-
málnych procesov a v tej súvislosti dô-

sledkom fyzikálno-chemických premien magnetických a nemagnetických minerálov v študovaných horninách. Čiže nie sú výlučne dôsledkom intenzity a smeru geomagnetického poľa pôsobiaceho v dobe formovania hornín. Ak pripustíme, že zistená RMP má samoreverzný pôvod, potom vypočítaná stredná hodnota inklinácie $RMP I_{str} = -63,4^\circ$ hornín s vysokou smerovou stabilitou poukazuje, že geomagnetické pole malo v dobe formovania hornín v mieste vrtu LX-15 inklináciu veľmi blízku dnešnej.

Literatúra

- Betechtin, A. G. 1955: Mineralógia. Bratislava, SNTL, 591—598.
- Bucha, V. 1975: Geomagnetické pole a jeho prínos k objasnení vývoje Země — Cesta k vedení. Praha, ČSAV.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Plandrová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1—203.
- Lexa, J. et al. 1983: Vyhodnotenie vrtu LX-15 Kremnica. [Čiastková záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.
- Nguyen Tchi Kim Tchoa — Pečerskij, D. M. 1984: Experimentálne izučenie krystalizacionnej ošatočnej namagničnosti magnetita, obrazujúščegosja pri okisleniji pirita. Fizika zemli, 5, 48—62.
- Orlický, O. 1985: Paleomagnetický výskum extruzívnych a intruzívnych vulkanitov Západných Karpát. [Záverečná správa.] Manuskript — Geofyzika Bratislava, 148 s.
- Orlický, O. 1986: Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska. Miner. slov., 18, 35—48.
- Orlický, O. 1987: Magnetické a paleomagnetické vlastnosti ako dôsledok premien minerálov v horninách. Miner. slov., 19, 45—59.
- Pečerskij, D. M. 1985: Petromagnetizmus i paleomagnetizmus. Moskva, Nauka, 126 s.
- Smirnov, V. J. 1983: Geologie ložisek nerostných surovin. Praha, SNTL.
- Tarling, D. H. 1974: Principles and applications of paleomagnetism. London.

Magnetic and paleomagnetic properties of rocks in the LX-15 borehole, Kremnické vrchy Mts., Central Slovakia

This article deals with magnetic and paleomagnetic study of altered intravolcanic intrusive rocks of the LX-15 borehole. The borehole, situated in the central zone of the Badenian stratovolcano, has verified above the Paleogene basement several andesite to andesite porphyry sills with remnants of the basal parts of volcanic complex. Rocks are altered. Generally, alterations of automorphic type have been followed by hydrothermal alterations related to Au-Ag mineralization. 104 samples of rocks have been shaped from 57 pieces of borehole cores. Samples have been oriented with respect to the axis of the borehole (Z-axis). All samples were shaped to the cylinder of 25.4 mm diameter and 22 mm length.

Measurements of magnetic susceptibility (χ) remanent magnetic polarization (RMP), and Curie temperatures have been applied. A. C. demagnetization and temperature demagnetization in a magnetically compensated medium and in case of several samples also temperature demagnetization without the

compensation of geomagnetic field have been applied to test magnetic and directional stability of RMP of rocks. Magnetic susceptibility measurements — comparison of the χ before and after heating and cooling of samples to detect some minerals on the basis of their temperature alterations have been applied, too. Results of the mentioned laboratory methods are presented in the Figs. 2—6.

Their interpretation is following:

— high magnetic and directional stability of RMP has been detected for samples from the depth of 297 m, 306.7 m, 346.8 m, 355 m, 364 m, 381 m, 442.5 m, 450 m, 568 m, 627.5 m, 721 m and 759.8 m. All mentioned samples are characterised by negative inclination of RMP. The average value of the stable RMP inclination computed for the rocks mentioned above is $I = -63.4^\circ$. On the basis of Curie temperatures and mineralogical observations haematite is considered as the prime carrier of RMP in these rocks. Secondary haematite is a product of oxidation of magnetite and

pyroxene by vapor during the late- and post-magmatic stages in evolution of these rocks.

— magnetites have been detected as main carriers of magnetism in other studied rocks on the basis of Curie temperature measurements. Rocks containing magnetite are characterised by higher κ and lower magnetic and directional stability of RMP, if compared with those containing α — Fe_2O_3 . These rocks mostly show also the negative inclination of RMP.

— an analysis of magnetic, mineralogical and geological data indicates that carriers of magnetism mentioned above are secondary minerals that are products of chemical reactions during autometamorphic and hydrothermal processes.

— the observed distribution and polarity of remanent magnetic polarization of intravol-

canic intrusive rocks in the LX-15 borehole resulted from a combination of complex geomagnetic field behaviour and irregular intrusive, hydrothermal and autometamorphic processes, including replacement and alterations of magnetic and other minerals. It means that the observed RMP simply is not a result of lengthy magnetization processes with both axial shift and polarity changes of the geomagnetic field. The reverse polarity of RMP in studied rocks is probably a result of self-reversal. This idea and the average value of the inclination of RMP $I = -63.4^\circ$ of the most stable rocks have allowed us to assume, that the value of the inclination of geomagnetic field in the time of origin of stable RMP was very near to today's geomagnetic field in the place of the LX-15 borehole.

AKTUALITA

Epsomit a hexahydrít z mezozoika tribečskej série na juh od Nitry

ZDENĚK DOUBEK, JÁN JAHN

Эпсомит и гексагидрит мезозоя трибечской серии южнее города Нитра, Западная Словакия

В сланцах триаса находятся сульфатные коры, которые состоят в основном из эпсомита и гексагидрита, в небольшом количестве находится кальцит, гипс, каолинит и кварц. Сульфаты возникли оксидацией пирита стратиформного пирито-гематитового оруднения.

Epsomite and hexahydrate in Mesozoic rocks of the Tribeč Unit southernly from Nitra, West Slovakia

Crusts of sulphate minerals are mostly built by epsomite and hexahydrate whereas calcite, gypsum, kaolinite and quartz are present in lesser amounts. Sulphates originated by pyrite oxidation from a strata-bound pyrite-hematite ore occurrence.

V južnej časti Nitry-Krškán je na vrchu Katruša (212,7 m) dávnejšie známy mezozoický ostrov, ktorý bol od konca minulého storočia predmetom intenzívnej exploatacie. Rozsiahle kameňolomy v severnom a severo-

západnom úbočí sa zavážajú komunálnym odpadom. V roku 1985 bola dočasne sprístupnená východná stena s hojnými sekundárnymi síranmi.

Litostratigrafický sled tunajšieho mezozoika

zahŕňa prevažne karbonatické sedimenty spodnej jury (lias) až spodnej kriedy (neokóm). V nerovnostiach mezozoického podkladu sa zachoval neogénny íl a piesok (pont) prekrytý pleistocénnymi sprašami.

Vo východnej stene lomu je odkryté súvrstvie jury, ktoré má na báze tmavý organogénny vápenec s polohami bridlice (lias?) v nadloží s krinoidovým a piesčitým svetlým vápencom dogeru.

Bridlica v podložných partiách má kolísavú mocnosť (maximálne 4 m). Je šedá, zelenkastá až čierna, grafitická, detailne zvrásnená, tvorí súvislé polohy uprostred lavicového vápenca. V ložnej polohe (mocnej 0,7 m) obsahuje kremenito-kalcitovú žilovinu, tvorenú silne kataklazovaným kremeňom a hrubozrnným kalcitom s početnými zátekmi limonitu. Menšie žilníky rovnakého zloženia sú hojné aj v okolítom vápenci. V grafitických bridliciach a na povrchu kremeňovo-kalcitovej žiloviny sa opakovane našli bohaté povlaky sekundárnych síranov.

Makroskopicky sú sírany celistvé alebo kryštalické, tvoriace 2 mm mocnú a niekoľko dm² veľkú kôru s guľovitým a obľým povrchom. Majú šedú, bielu, žltú farbu, alebo sú číre. Miestami tmelia litoklasty grafitických bridlíc. V hlbších častiach horninového masívu nie sú makroskopicky viditeľné, na ich prítomnosť poukazuje získateľný odparok z rozdrvených bridlíc. Orientačná chemická analýza identifikovala vodnaté sírany variabilného zloženia.

Keďže presné určenie sekundárnych síranov je obťažné, analýzy sme za vopred stanovených podmienok opakovali. Na rozbor sme použili len vopred hermeticky stabilizované vzorky so sprievodnými údajmi o priemernej dennej teplote a vlhkosti vzduchu (údaje Agrometeorologického laboratória VŠP Nitra, Ing. Repa). Identifikovali sme pomocou spektrálnej analýzy a röntgenograficky.

Podľa spektrálnej analýzy hlavnou zložkou je Al, desatiny % tvoril Si, Fe, Mg, Co, Ni, stotiny % Ca, Mn, Cu, negatívne bolo Ba, Na, K, Zn, Ag, Cd.

Röntgenografická analýza zistila, že ide o pomerne komplikovanú zmes, v ktorej hlavnou zložkou bol epsomit a hexahydrit, vedľajšou kalcit, sadrovec, kaolinit a kremeň.

Epsomit tvorí jemné vláknité a kvapľovité agregáty čírej, bielej, šedej, žltej a ružovkastej farby. Je veľmi dobre rozpustný, pri strate kryštálovej vody sa rozpadá na biely prášok. V niektorých vzorkách sme identifikovali jeho prizmatické kryštáliky. Vryp je biely, lesk sklovitý, v dutinkách hodvábný. Je priesvitný až priehľadný, krehký. Vyskytuje sa v asociácii s kalcitom, kremeňom, sadrovcem, kaolinitom a v nepatrnom množstve aj s hexahydritom. Hlavné namerané difrakčné línie: 5,99 — 20, 5,35 — 30, 4,21 — 100.

Hexahydrit tvorí vzácné monoklinické kryštáliky. Častejší je vo forme vláknitých agregátov bielej a žltej farby s perleťovým leskom. Kôra je maximálne 2 mm mocná, pod lupou celistvá. Vyskytuje sa s kremeňom, vzácné s kalcitom, sadrovcem, kaolinitom, nepatrne aj s epsomitom. Hlavné namerané difrakčné línie: 5,45 — 50, 5,10 — 40, 4,39 — 100.

Geneticky sa tunajšie sírany viažu na oxidáciu pyritu, ktorý sa zistil v žilkách spolu s kremeňom a kalcitom, ako aj v izolovaných zrnách impregnujúcich tmavý lavicový vápenec. Pyritová mineralizácia sa v celom študovanom profile vyskytuje spolu s nebilančným syngenetickým (?) Fe zrudnením (prevažne hematit). Podobná mineralizácia je známa z viacerých lokalít mezozoika Západných Karpát (Varček — Regásek, 1962). Síranové roztoky cirkulujú v nerovnomerne priepustnom horninovom masíve a koncentrujú sa v rozpadavých, silne tektonicky aj gravitačne deformovaných grafitických bridliciach alebo na plochách kremeňovo-kalcitovej žiloviny, ktorá napriek deformáciám a obmedzenej polohe vytvára pre ne nepriepustnú bariéru.

Popri známych výskytoch epsomitu a hexahydritu (Kúšik, 1970; Vančová — Turan, 1979; Bernard, 1981; Herčko, 1984) je kameňolom Katruša ich novou zaujímavou lokalitou v mezozoiku Západných Karpát.

Gemmologická a genetická klasifikácia drahých a ozdobných kameňov Slovenska

RUDOLF ĎUĎA

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 29. 10. 1986

Геммологическая и генетическая классификация драгоценных и декоративных камней Словакии

Драгоценные и декоративные камни Словакии на основании их физических и химических свойств классифицируются на три основных группы — ювелирные, ювелирно-декоративные и декоративные. С точки зрения генезиса разделяются на восемь основных типов — магматические, пегматитовые, постмагматические, эксгалиационные, вулканоседочные, метаморфогенные, осадочно-механические, химическо-биохимические и резидуальные. Генетические и геммологические сведения свойств драгоценных и декоративных камней являются первой предпосылкой при их поисках, применении и прогнозной оценке.

Gemmological and genetic classification of precious and trim stones of Slovakia

Precious stones and trim stones of Slovakia are classified, using gemmological criterions according to their physical and chemical properties, into three main groups: gemstones, gemstones to trim stones and trim stones. Using a genetic classification, eight main environmental types are discerned: magmatic, pegmatitic, postmagmatic, exhalation to volcano-sedimentary, metamorphogenous, sedimentary-mechanical, sedimentary-chemical to biochemical and residual. The knowledge of genetic conditions of occurrence and of gemmological properties is the first guide into their prospection, use and environmental forecast.

Prvé zmienky o kameňoch majúcih magickú silu a znamenajúcich bohatstvo alebo nadradené postavenie v spoločnosti sú staré aspoň 5000 rokov. Oblúbené boli už v starom Babylone, Egypte, Grécku aj v Ríme. Pravda, ich oblúbenosť je veľmi závislá na módnosti. Už v starej Indii, odiaľ spočiatku pochádzali diamanty, vedeli brúsiť a tvarovať kamene. V starej Palestíne, podľa záznamov v Biblii, pozna-

li topas, zafir, smaragd, achát, ametyst atď. Mnohé z týchto názvov spred 1500 rokov p. n. l. sa zachovali dodnes, aj keď niektoré z nich mali iný význam než dnes (napr. topasom nazývali dnešný chryzolit). V súčasnosti sa z okolo 3000 známych minerálnych druhov asi 250 využíva ako drahé kamene a najmenej toľko ako ozdobné kamene.

Najväčší rozkvet spracovávanía drahých

kameňov u nás sa zaznamenal v 12.—16. storočí. Slovensko tej doby malo významné postavenie v ťažbe opálu z ložiska Červenica — Dubník. Sporadicky sa získaval a spracovával ametyst z Banskej Štiavnice, almandín z okolia Lúbtetovej, limnokvarcit (tzv. poloopál) z Banského, neskôr aj travertín a ónyx od Levíc, Bešeňovej a Spišského Podhradia. Systematické a komplexné vyhľadávanie drahých a ozdobných kameňov na území celého štátu nastalo až v ostatných 15—20 rokoch. Spočiatku bolo zamerané na český granát a vltavíny, neskôr na všetky typy surovín, ktoré sa mohli využívať ako drahý alebo ozdobný kameň. Pri vyhľadávaní a prognóznom posúdení výskytov drahých a ozdobných kameňov má dôležitú úlohu poznanie ich gemmologických vlastností a možností ich vzniku. Ale jednotná a vo všeobecnosti platná genetická a gemmologická klasifikácia drahých a ozdobných kameňov dodnes neexistuje.

Gemmologická klasifikácia

Založená je na fyzikálnych a chemických vlastnostiach drahých a ozdobných kameňov. Vzácnosť drahokamov sa už od dávna zakladala na zriedkavosti ich výskytu a osobitných vlastnostiach. Už v 6. storočí v Indii sa u drahokamov posudzovalo 10 dôležitých vlastností, akými bola farba, lesk, kvalita, veľkosť, tvar, výskyt, cena atď. Tieto hlavné príznaky nestratili na svojej aktuálnosti ani v súčasnosti. Vzácnosť kameňov určuje okrem hmotnosti predovšetkým vzhľad (farba, priehľadnosť, textúra, lesk, optické efekty atď.), stálosť (napr. odolnosť voči vlhkosti, rôznym chemikáliám, mechanickým vplyvom, zachovávanie sfarbenia atď.) a zriedkavosť výskytu (ojedinelý výskyt v prírode v dobrej kvalite). Drahé a ozdobné kamene sa líšili nielen svojimi vlastnosťami, ale aj kvalitou a formou výskytu.

Prvé pokusy o ich usporiadanie zohľadňovali ich vlastnosti, koncom 19. storočia aj genézu.

Prvú všeobecnú klasifikáciu neorganických prírodnín nachádzame u Aristotela (384—322 p. n. l.) a neskôr aj u Plinia staršieho (23—79 n. l.), ktorý opísal minerály, ich výskyt a použitie. Ale za zakladateľa vedeckej mineralógie drahých kameňov možno považovať Al-Biruniho (942—1048), ktorý pri opise minerálov uvádzal aj pomerne presné fyzikálne vlastnosti, ako je tvrdosť a hustota.

Ucelenejšiu klasifikáciu drahých kameňov podal až Kluge (1860). Kamene rozdelil na *drahokamy* (1. trieda — diamant, korund, chryzoberyl, spinel; 2. trieda — zirkón, beryl, topas, turmalín, granát, drahý opál; 3. trieda — cordierit, vezuvián, chryzolit, axinit, kyanit, staurolit, andaluzit, epidot, tyrkys) a *polodrahokamy* (4. trieda — kremeň, chalcedón, opál, živec, obsidián, lazurit, haüyn, hyperstén, diopsid, fluorit, jantár; 5. trieda — gagát, nefrit, serpentín, agalmatolit, dialág, bronzit, bastit, mramor, selenit, alabaster, malachit, pyrit, rodochrozit, hematit, prehnit, natrolit, lepidolit).

Podobnú klasifikáciu drahých a ozdobných kameňov uvádza aj Fersman a Bauer in Merenkov (1936), ale zatriedovanie jednotlivých minerálov a hornín je odlišné ako u Klugeho. Objavujú sa nové druhy drahých a ozdobných kameňov a módnymi sa stávajú niektoré minerály, ktoré Kluge považoval za podradné.

Novšia je všeobecná klasifikácia drahých a ozdobných kameňov Kievlenka (1973). Vyčleňuje tri základné skupiny (šperkové, šperkovo-ozdobné a ozdobné kamene) drahých a ozdobných kameňov. Zo všetkých troch uvádzaných gemmologických klasifikácií drahých a ozdobných kameňov je zrejмый vývoj ich poznania v ostatných 100 rokoch. Na Slovensku sa v základných črtách môže používať Kiev-

TAB. 1
Gemmologická klasifikácia
Gemmological classification

Skupina kameňov	Trieda kameňov	Surovina	Spôsob použitia						
			prírodný tvar	facety	cabochony	tambľér	glyptika	plastický brus	galantný brus
šperkové	1	drahý opál			x				
	2	ametyst pseudomalachit krištál		x	x	x	x	x	
	3	záhneda marmaroš, diamant sfalerit pyrit obsidián almandín malachit	x	x		x	x	x	
šperkovo-ozdobné	1	drevný opál			x	x		x	x
		obecný opál			x	x		x	x
		mliečny opál			x				x
		chlóropál			x				x
		rodonit			x	x		x	x
		fuchsit, kremeň			x	x		x	x
		aragonit			x	x		x	x
		hematit		x	x			x	x
	2	rodochrozit			x	x		x	x
		chalcedón			x	x		x	x
		achát			x	x		x	x
		goethit, limonit			x			x	x
		smithsonit			x			x	x
		hyalit	x					x	
		jaspis, žel. kremeň			x	x		x	x
		porcelanit, rohovec			x	x		x	x
		limnokvarcit			x	x		x	x
		serpentin			x			x	x
		amfibolit			x			x	x
		travertín, ónyx			x			x	x
		radiolarit			x			x	x
		menilit, rohovec			x			x	x
ozdobné	1	erlan vápenec, mramor							x
	2	peridotit, dunit							x
		sadrovec, anhydrit							x
		melafýr							x
		zlepenec endostratic.							x
		brekcia							x
		jaspilit							x
		magnezit							x
		mastenec							x
		granit							x

lenkova klasifikácia. Drahé a ozdobné kamene rozdeľujeme na tri skupiny a v rámci nich na niekoľko tried (tab. 1), zohľadňujúc ich vzhľad, stálosť a zriedkavosť.

Medzi *šperkové kamene* zaraďujeme predovšetkým drahý opál, ametyst, pseudomalachit aj malachit, záhnedu a krištál, svetlé variety sfaleritu, pyrit, obsidián a sčasti aj almandín. Výskyty týchto kameňov na Slovensku sú zriedkavé a prakticky vhodné iba na individuálne šperky.

Významnejšie postavenie majú *šperkovo-ozdobné kamene*. Na Slovensku sa ich v dostatočnom množstve (vzhľadom na výrobu šperkov aj drobných ozdobných predmetov) vyskytuje niekoľko druhov. Dominantné postavenie majú rôzne variety opálu (drevný, obecný), menej rodonit, fuchsitický kremeň, rodochrozit, jaspis, chalcedón, limnokvarcít, aragonit atď. (tab. 1). *Ozdobné kamene* sú na Slovensku najrozšírenejšie a na mnohých lokalitách sa vyskytujú v dostatočnom množstve pre ozdobné účely (mramor, vápenec, amfibolit, sadrovec a anhydrit, melafýr, mastenec atď.).

Genetická klasifikácia

Prvé pokusy o genetickú klasifikáciu drahých a ozdobných kameňov sa objavujú v 19. storočí, ale až v práci Bolla (1923) nachádzame opisy viazané na rôzne geologické prostredie. V roku 1936 podáva na základe klasifikácie ložísk Obručeva základnú klasifikáciu ložísk drahých, technických a dekoračných kameňov Merenkov. Vyčleňuje magmatický, emanačný, hydrotermálny, metamorfny, sedimentárny a zvetrávaci typ. Podobne podáva základné typy ložísk drahých kameňov aj popredný gemmológ Bank (1979).

U nás sa drahé a ozdobné kamene rozdeľovali iba podľa ich výskytu. Z týchto nerastných asociácií rozdelil Kouřimský (1973) drahé a ozdobné kamene na: ne-

rasty vyvrených hornín (pegmatit, melafýr, čadič, karpatské neovulkanity), nerasty rudných žíl a ložísk (polymetalické rudy, Fe rudy a greiseny), nerasty metamorfovaných hornín (serpentinit, kryštalické bridlce a mramor) a nerasty sedimentárnych hornín (sedimentárne Fe rudy, vápnité sedimenty, náplavy a recentné nerasty). Táto klasifikácia neodráža genetický pôvod drahých a ozdobných kameňov v plnej miere, preto sme za základ našej klasifikácie prijali genetickú klasifikáciu nerastných surovín ČSSR, ktorú použil Ilavský — Sattran et al. (1981) v Metalogenetickej mape ČSSR v mierke 1 : 500 000.

Drahé a ozdobné kamene na Slovensku rozdeľujeme na nasledujúce genetické typy (tab. 2):

Magmatický typ. V ňom rozlišujeme: 1. kyslé horniny (granity, granodiority), 2. bazické a ultrabazické horniny (dunity, peridotity, serpentinity, melafýry), 3. vulkanické sklá (obsidiány).

Do tohto genetického typu sú zaradené predovšetkým horniny vhodné na výrobu ozdobných predmetov a galantérnych brusov a iba v nepatrnej miere použiteľné aj v šperku (serpentinity a obsidiány). Z gemmologického hľadiska sú charakteristické dobrou opracovateľnosťou, sfarbením a textúrnou kresbou. Považujeme ich za ozdobné a šperkovo-ozdobné kamene.

Pegmatitový typ. Patrí tu almandín, na Slovensku veľmi vzácny. Sporadické nálezy kryštálikov almandínu v pegmatitoch Malých Kárpát sú prakticky bezvýznamné.

Postmagmatický typ. Je to významná genetická skupina drahých a ozdobných kameňov, do ktorej zaraďujeme rôzne variety kremeňa, chalcedón, achát, jaspis, drahý a obecný opál, hyalit, rodochrozit, sfalerit, pyrit, fuchsit, magnezit, mastenec. V minulosti sa spracovávali ako šperkové kamene (drahý opál). Ich vznik je spätý

TAB. 2
Genetická klasifikácia
Genetic classification

Genetický typ	Surovina	Geologický útvar	Gemmo- logický typ kameňa	Lokalita
magmatický	granit	kryštalinikum, paleozoikum	ozdobný	Sihla, Lipt. Dúbrava
	dunit a peridotit	mezozoikum	ozdobný	Brezno—Filipovo, Veľká Lúka
	serpentinit	vrch. paleozoikum, sp. mezozoikum	šperkovo- ozdobný	Dobšiná, Jaklovce, Rudník, Breznička
	melafýr	vrch. paleozoikum, (perm)	ozdobný	Kvetnica, Lošonec, Sološnica
	vulkanické sklo (obsidián)	neogén	šperkový	Viničky, Hraň, Streda n. B.
pegmatitový	almandín	kryštalinikum	šperkový	okolie Bratislavy
postmagma- tický	ametyst	neogén	šperkový	B. Štiavnica, Hodruša, Kremnica, Pukanec, Zlatá Baňa
	krištál	paleozoikum, neogén	šperkový	B. Štiavnica, Zlatá Baňa, Švedlár, Hliník n. H.
	chalcedón	neogén	šperkovo- ozdobný	Slanec, Byšta, Hliník n. H.
	achát	paleozoikum, neogén	šperkovo- ozdobný	Kvetnica, Sološnica, Lošonec, Byšta
	jaspis	neogén	šperkovo- ozdobný	Zemplín, Trstené p. H., B. Štiavnica
	drahý opál	neogén	šperkový	Červenica—Dubník, Sitnianska Lehôtka
	obecný opál	neogén	šperkovo- ozdobný	Badín, Kosorín, Dargov, Herfany, Lesíček, Nevoľné, Zámotov
	mliečny opál	neogén	šperkovo- ozdobný	Červenica—Dubník, Herfany
	hyalit	neogén	šperkovo- ozdobný	Červenica—Dubník, Kecеровský Lipovec
	rodochrozit	neogén	šperkovo- ozdobný	B. Štiavnica
	sfalerit	neogén	šperkový	B. Štiavnica, Zlatá Baňa
	pyrit	neogén	šperkový	B. Štiavnica
	fuchsit	paleozoikum, mezozoikum	šperkovo- ozdobný	Rudňany, Dobšiná, Kobeliarovo
	magnezit	paleozoikum	ozdobný	Ochtiná, Lubeník, Jelšava
	mastenec	paleozoikum	ozdobný	Hnúšťa, Kokava n. R.

Pokračovanie tab. 2

exhalačný, vulkanicko- sedimentárny	limnokvarcit	neogén	šperkovo- ozdobný	Banské, Stará Kremnička, Slaská, Lutila, Dargov
	drevný opál	neogén	šperkovo- ozdobný	Povrazník, Ponická Huta, Strelníky, Antol, Horná Ves, Veľký Ďúr, Lupoč, Vyšný Skálnik, Lesné
metamorfo- génny	jaspilit	paleozoikum	ozdobný	Hýľov, Kojšovská hoľa
	rodonit	paleozoikum	šperkovo- ozdobný	Rožňava-Čučma, Bystrý potok
	erlan	neogén	ozdobný	Hodruša — Kohútovská dol.
	porcelanit, rohovec	mezozoikum neogén	šperkovo- ozdobný	Púchov-Štepnica, Dobšiná- Dankova, Zlatá Baňa, Tisovec, Kremnica
	záhneda, krištál	kryštalínikum (tzv. žily alpské- ho typu)	šperkový	Hnúšťa, Klenovec, České Brezovo, Kokava n. R., Revúca
	amfibolit	kryštalínikum, paleozoikum	šperkovo- ozdobný	Nižný Klátov, Bukovec, Jasenie, Široké
	mramor	paleozoikum	ozdobný	Lubeník, Ochtiná, Rákoš, Tisovec, Hnúšťa-Ostrá atď.
sedimentárny — mechanický	jaspis, železitý kremeň	paleozoikum	šperkovo- ozdobný	Gelnica, Helcmanovce, Nálepkovo
	krištál, záhneda	kvartér	šperkový	Senec, Gabčíkovo
	marmarošský diamant	kvartér	šperkový	Ulič, Stakčín, Veľký Lipník, Osturňa
	jaspis, železitý kremeň	kvartér	šperkovo- ozdobný	Kráľovce
	almandín	kvartér	šperkový	Bánovce n. B., Lubietová
sedimentárny — chemický a biochemický	zlepenec, endo- stratická breccia	mezozoikum, paleogén	ozdobný	Šumiac
	travertín, ónyx	kvartér	šperkovo- ozdobný	Levice, Bešeňová, V. Sliac, Spišské Podhradie, Sliac, Ratnovce, V. Ružbachy atď.
	sadrovec, anhydrit	paleozoikum	ozdobný	Novoveská Huta, Špania dolina, Bohúňovo atď.
	rádiolarit	mezozoikum	šperkovo- ozdobný	Žilina-Brodno, Horné Sĺnie, Trstená, Hanigovce atď.
	menilitový rohovec	paleogén	šperkovo- ozdobný	Dara, Horná Kalná atď.
	vápenec	mezozoikum	ozdobný	Krivoklát, St. Lubovňa, Tuhár, Silická Brezová, Malatiná, Huty, Jelšava, Meliata atď.

Pokračovanie tab. 2

reziduálny	opál	kvartér, neogén	šperkový	Hodkovce
	pseudomalachit	kvartér, neogén	šperkový	Lubietová
	goethit, limonit	kvartér, neogén	šperkovo- ozdobný	Železník, Rožňava, Poráč
	aragonit	kvartér	šperkovo- ozdobný	Staré Hory, Gelnica, Spišské Podhradie
	malachit	kvartér, neogén	šperkový	Rejdová, Gelnica
	smithsonit	kvartér, neogén	šperkovo- ozdobný	Ochtiná
	hematit	kvartér	šperkovo- ozdobný	Železník, Malá Vieska

s hydrotermálnymi, hydrotermálno-metasomatickými a postvulkanickými procesmi. Väčšinou ide o šperkové a šperkovo-ozdobné kamene, vhodné nielen na brusy vo forme cabochonov, ale aj faciet a glyptík. Magnezit, mastenec, fuchsitický kremeň a jaspis sú vhodné aj na výrobu drobných ozdobných predmetov.

Exhalačný, vulkanicko-sedimentárny typ. Tento genetický typ surovín je najvýznamnejší a najperspektívnejší. Patrí tu: limnokvarcit a drevný opál. Už v minulosti boli pokusy o spracovávanie niektorých typov limnokvarcitu, vzácnejšie aj drevného opálu. Vznik oboch typov surovín je úzko spätý s neogénnym vulkanizmom. Vhodné sú na šperkový a galantérny brus. Zaraďujeme ich do skupiny šperkovo-ozdobných kameňov.

Metamorfogénny typ. Väčšinou tu ide o ozdobné kamene v menšej miere použiteľné aj pri výrobe šperkov (jaspilit, železitý kremenec, mramor, erlan, amfibolit, porcelanit, rohovec, rodonit a kremeň-záhneda). Viazu sa na kontaktné alebo regionálne metamorfne procesy. Výskyty záhned sú späté s tzv. žilami alpského typu. Vyskytujú sa od najstarších geologických útvarov až po neogén. Zaraďujeme ich medzi šperkovo-ozdobné a ozdobné kamene.

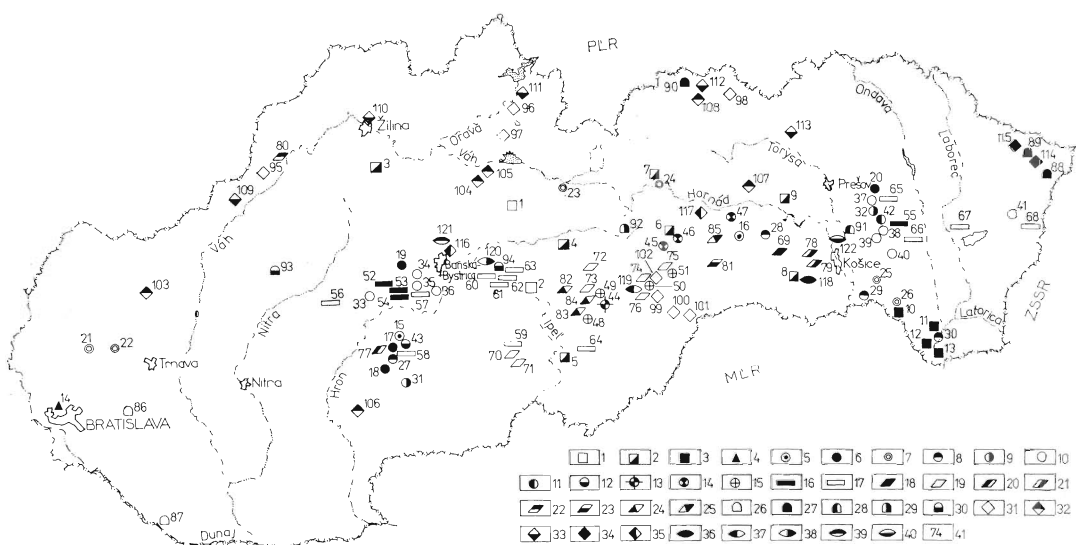
Sedimentárno-mechanický typ. Patria tu rozsypy kremeňa, marmarošských dia-

mantov, železitého kremeňa, jaspisu, almandínu, resp. sedimentárne horniny, ako sú zlepenca a endostratické brekcie. Využívať sa dajú len veľmi obmedzene, viac-menej individuálne ich možno spracovať ako šperk (kremeň, jaspis, almandín) alebo na výrobu drobných ozdobných predmetov (zlepenca, endostratické brekcie a jaspis). Považujeme ich za šperkovo-ozdobné a ozdobné kamene, marmarošské diamanty sú využiteľné iba v šperkárstve.

Sedimentárno-chemický a biochemický typ. Tento typ zahŕňa vápence, travertín, ónyx, rádiolarit, menilit, sadrovec a anhydrit.

Z prognózneho hľadiska sú zdroje surovín prakticky neobmedzené. Sú to ozdobné kamene vhodné na rôzne galantérne brusy, suveníry, plastiky, úžitkové predmety atď.

Reziduálny typ. Väčšinou ide o šperkovo-ozdobné kamene (opál, goethit, limonit, pseudomalachit, aragonit, malachit, smithsonit atď.) z hľadiska kvantity využiteľné iba v individuálnom šperku alebo pri ozdobnom predmete. Vyskytujú sa v kôrach zvetrávania magmatických hornín (opál) alebo v oxidačných zónach rudných ložísk (limonit, goethit, smithsonit, malachit, pseudomalachit atď.). V malej miere sa môže uplatniť pseudomalachit a aragonit (tzv. zeiringit).



Obr. 1. Genetické typy drahých a ozdobných kameňov Slovenska. Magmatický: 1 — granit, granodiorit, 2 — dunit, peridotit, serpentinit, melafýr, 3 — vulkanické sklo (obsidián); Pegmatitový: 4 — almandín; Postmagmatický: 5 — krištál, 6 — ametyst, 7 — chalcedón, achát, 8 — jaspis, 9 — drahý opál, 10 — obyčajný a mliečny opál, 11 — hyalit, 12 — rodochrozit, sfalerit, 13 — pyrit, 14 — fuchsit, 15 — magnezit, mastenec; Exhalačný, vulkanicko-sedimentárny: 16 — limnokvarcit, 17 — drevný opál; Metamorfogénny: 18 — jaspilit, 19 — mramor, 20 — erlan, 21 — amfibolit, 22 — porcelanit, rohovec, 23 — rodonit, 24 — záhneda, krištál, 25 — jaspis, železitý kremeň; Sedimentárno-mechanický: 26 — krištál, záhneda, ametyst, 27 — marmarošský diamant, 28 — jaspis, železitý kremeň, 29 — zlepenec, endostratická brekcia, 30 — almandín; Sedimentárno-chemický a biochemický: 31 — vápenec, 32 — travertín, ónyx, 33 — rádiolarit, 34 — menilitový rohovec, 35 — sadrovec, anhydrit; Reziduálny: 36 — obyčajný opál, 37 — goethit, limonit, 38 — pseudomalachit, 39 — aragonit, 40 — hematit, 41 — číslo lokality

Fig. 1. Genetic subdivision of precious and trim stone occurrences in Slovakia. Genetic types: Magmatic: 1 — granite, granodiorite, 2 — dunite, peridotite, serpentinite, melaphyre, 3 — volcanic glass, obsidian; Pegmatitic: 4 — almandine; Postmagmatic: 5 — rock crystal, 6 — amethyst, 7 — chalcedony, agate, 8 — jasper, 9 — precious opal, 10 — common and milky opal, 11 — hyalite, 12 — rodochrosite, sphalerite, 13 — pyrite, 14 — fuchsite, 15 — magnesite and talc; Exhalation to volcano-sedimentary: 16 — limnokvarzite, 17 — woody opal; Metamorphogenous: 18 — chert, 19 — marble, 20 — erlan, 21 — amphibolite, 22 — porcellanite, hornfels, 23 — rhodonite, 24 — smoky quartz and rock crystal, 25 — jasper and ferruginous quartz; Sedimentary-mechanical: 26 — rock crystal, smoky quartz, amethyst, 27 — "Marmarosh diamond" (rock crystal), 28 — jasper, ferruginous quartz, 29 — conglomerate, endostratic breccia, 30 — almandine; Sedimentary-chemical to biochemical: 31 — travertine, onyx, 33 — radiolarite, 34 — menilite chert, 35 — gypsum, anhydrite; Residual: 36 — common opal, 37 — goethite, limonite, 38 — pseudomalachite, 39 — aragonite, 40 — hematite, 41 — locality number

Zoznam lokalít

1 — Dúbrava, 2 — Sihla, 3 — Veľká Lúka, 4 — Filipovo, 5 — Breznička, 6 — Dobšiná, 7 — Kvetnica, 8 — Rudník, 9 — Sedlice, 10 — Byšta, 11 — Hraň, 12 — Viničky, 13 — Streda nad Bodrogom, 14 — Bratislava-Lamač, 15 — Banská Štiavnica-Šobov,

16 — Švedlár, 17 — Banská Štiavnica, 18 — Pukanec, 19 — Kremnica, 20 — Zlatá Baňa, 21 — Sološnica, 22 — Lošonec, 23 — Malužiná, 24 — Kvetnica, 25 — Slanec, 26 — Byšta, 27 — Banská Štiavnica, 28 — Gelnica, 29 — Trstené pri Hornáde, 30 — Zemplín, 31 — Sitnianska Lehôtka, 32 — Dubník, 33 — Kosorín, 34 — Nevoľné, 35 — Jastrabá, 36 — Badín, 37 — Lesíček, 38 — Herľany, 39 — Vyšná Kamenica, 40 — Dargov, 41 — Vinné, 42 — Kecerovský Lipovec, 43 — Banská Štiavnica, 44 — Hnúšťa, 45 — Kobeliarovo, 46 — Dobšiná-Tešnáky, 47 — Rudňany, 48 — Kokava nad Rimavicou, 49 — Hnúšťa, 50 — Lubeník, 51 — Ochtná, 52 — Slaská, 53 — Stará Kremnička-Jeľšovský potok, 54 — Stará Kremnička-Kotlište, 55 — Banské, 56 — Horná Ves, 57 — Bartošova Lehôtka, 58 — Antol, 59 — Lupoč, 60 — Ponická Huta-Veľká Zolná, 61 — Ponická Huta-Malá Zolná, 62 — Povrazník, 63 — Strelníky, 64 — Vyšný Skálnik, 65 — Zámutov, 66 — Cabov, 67 — Lesné, 68 — Beňatina, 69 — Kojšovská hoľa, 70 — Tuhár, 71 — Ružiná, 72 — Tisovec, 73 — Hnúšťa-Ostrá, 74 — Rákoš, 75 — Ochtná, 76 — Lubeník, 77 — Hodruša, 78 — Bukovec, 79 — Vyšný Klátov, 80 — Streženice, 81 — Čučma, 82 — Klenovec, 83 — Kokava nad Rimavicou, 84 — Hnúšťa, 85 — Vlachovo, 86 — Senec, 87 — Gabčíkovo, 88 — Uhlič, 89 — Stariná, 90 — Veľký Lipník, 91 — Kráľovce, 92 — Šumiac, 93 — Bánovce nad Bebravou, 94 — Lubietová, 95 — Krivoklát, 96 — Podbiel, 97 — Malatiná, 98 — Stará Lubovňa, 99 — Prihradzany, 100 — Meliata, 101 — Silická Brezová, 102 — Jeľšava, 103 — Hradište pod Vrátnom, 104 — Ludrová, 105 — Bešeňová, 106 — Levice, 107 — Spišské Podhradie, 108 — Vyšné Ružbachy, 109 — Horné Srnie, 110 — Brodno, 111 — Trstená, 112 — Strážany, 113 — Hanigovce, 114 — Dara, 115 — Hostovice, 116 — Špania dolina, 117 — Novoveská Huta, 118 — Hodkovce, 119 — Železník, 120 — Lubietová, 121 — Staré Hory, 122 — Nová Vieska

Predložená gemmologická a genetická klasifikácia drahých a ozdobných kameňov Slovenska je akýmsi prvým zosumarizovaním doterajších poznatkov o týchto kameňoch. Aj keď v plnej miere neodráža význam a postavenie toho-ktorého minerálu či horniny v celosvetovom meradle, je predsa už prvým usmernením pri jeho vyhľadávaní, využívaní a prognóznom posúdení. Z gemmologického aspektu je naším najvýznamnejším drahým kameňom nesporne drahý opál. V individuálnom šperku môže mať významné postavenie aj pseudomalachit a ametyst. Z hľadiska väčšej priemyselnej výroby je na Slovensku najperspektívnejší limnokvarcit, obecný a drevný opál. Prakticky neobmedzené možnosti sú pri ozdobných kameňoch vyskytujúcich sa na území Slovenska na mnohých lokalitách (obr. 1).

Z genetického hľadiska sú pre šperkové kamene významné predovšetkým oblasti s neogénnym vulkanizmom, sčasti z paleozoika a kvartéru. Výskyty šperkovo-ozdobných kameňov sú známe v oblastiach

mladších geologických útvarov (vrchné mezozoikum, neogén a kvartér), naopak ozdobné kamene sú rozšírené hlavne v starších geologických útvaroch, predovšetkým v paleozoiku a spodnom mezozoiku. Travertín a onyx sa viaže na kvartérne až recentné sedimenty.

Literatúra

- Bank, H. 1979: V mire samocvetov (rus. preklad). *Moskva, Mir*, 159 s.
- Boll, S. 1923: Geologičeskoje i geografičeskoje razprostranjenije dragocennych kamnej. *Gor. Ž.*, 7, 358—362.
- Iľavský, J. — Sattran, V. et al. 1981: Metalogenetická mapa ČSSR, mierka 1 : 500 000. *Praha, ÚÚG*.
- Kievlenko, E. J. et al. 1973: Geologija mestoroždenij dragocennych kamnej. *Moskva, Nedra*, 327 s.
- Kluge, K. 1860: Handbuch der Edelsteinkunde. *Leipzig*, 561 s.
- Kouřimský, J. 1973: Přehled drahých kamenů Československa. *Sbor. Náv. Múz. (Praha)*, 3—5, 105—110.
- Merenkov, B. 1939: Dragocennyje, techničeskie i podeločnoje kamni. *Moskva*, 80 s.

Gemmological and genetic classification of precious and trim stones of Slovakia

Gemstones and trim stones in Slovakia are investigated in more detail but during the last five years. Sporadic and rare exploitation of travertine, opal and some marble did not led to the development of processing industry and hence no attention has been paid to occurrences of precious stone or trim stone either. Knowledge upon gemmological properties and on the genetic conditions of single occurrences represent an important guide into their prospection or to forecasts of new occurrences of this kind of raw. Therefore together with a pioneering prospection also a new gemmological and genetic classification of precious and trim stone occurrences is given.

The gemmological classification of precious and trim stones is setting out from their physical and chemical properties (Tab. 1). Accordingly, the raw may be subdivided into three groups: gemstones, gemstones to trim stones and trim stones. Each group may further be subdivided into several classes according to the possibilities of processing and use.

The genetic classification of this kind of raw sets out from environmental geological conditions of their occurrences, from the relations with the geological unit in the natural site of occurrence (Tab. 2), but reflecting also the possibility of use.

According to this classification, eight genetic types of precious and trim stone are introduced: magmatic (various rocks and volcanic glasses), pegmatitic (insignificant in Slovakia), postmagmatic (a set of minerals representing important type of raw), exhalation to volcano-sedimentary (the most significant

genetic type represented by limno-quartzite and various opal species), metamorphogenous (various types of marble, chert and hornfels, etc.), sedimentary-mechanical (a less significant type represented by jasper, garnet and quartz), sedimentary-chemical to biochemical (various travertine types, onyx, radiolarite, gypsum, menilite etc.) and residual (a less important type containing aragonite, malachite, pseudomalachite etc.).

The proposed gemmological and genetic classification of precious and trim stones of Slovakia is meant only as the first attempt to summarize the hitherto knowledge on this kind of mineral raw. In spite of that, the proposed classification does not reflect the worldwide significance of the mineral or rock type in question, but the classification provides a first hand guide for further prospection, use and forecasts of new occurrences.

From a merely gemmological point of view, undoubtedly the most significant precious stone in Slovakia is represented by precious opal from Dubník locality. In individual jewels also pseudomalachite and amethyst may be effective. But from a viewpoint of a more significant production, considerable expectations may be ascribed to limnoquartzite, common and woody opal occurrences. Unlimited possibilities of exploitation are expected for trim stone on several Slovak localities (fig. 1). From a genetic point of view, highest expectations may be substantiated mainly for neovolcanic areas of Slovakia (limnoquartzite, several types of opal, porcelanite, amethyst) or for Mesozoic terranes (limestone and marble) or either for Quaternary sediments (travertine)

K-Ar radiačný systém v geologických podmienkach

JAN BURCHART*, JÁN KRÁL**

* Institut Nauk Geologicznych PAN, Zwirki i Wigury 93, 02—089 Warszawa, Poľsko

** Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská 9, 814 73 Bratislava

Doručené 6. 11. 1986

Калиевоаргоновая радиационная система в геологических условиях

В статье дан анализ функциональной калиевоаргоновой радиационной системы в плутонических условиях полиметаморфных районах и при эрозии минералов. Развитие отношения Ar-K в минералах и породах часто сложнее нежели, как это утверждает, возрастное уравнение. Отдельные калиево-аргоновые датировки не дают никакой возможности проверить функциональность радиационной системы. Калиево-аргоновый изохронный возраст позволяет открыть возможные осложнения в развитии радиационной K-Ar системы и в некоторых несложных случаях и возможность проверки возраста минералов.

The K-Ar radiation system under geological conditions

The paper discusses functional behaviour of the K-Ar radiation system under plutonic conditions, in polymetamorphic areas and during mineral weathering. The development of the Ar/K ratio in minerals and rocks is frequently more complicated than it is expressed by the age equation. Single K-Ar datations do not yield any possibility to test the functional behaviour of the radiation system whereas K-Ar isochrone allows to decipher the possible complications during the development of the respective radiation system and, in some cases, even yield the possibility to verify K-Ar mineral ages.

Stále sa ešte stretávame s názormi považujúcimi výsledky K-Ar datovaní za údaje, ktoré informujú o veku magmatickej kryštalizácie alebo posledného metamorfizmu. Aj keď vo výnimočných prípadoch (o čom budeme hovoriť nižšie) možno toto zjednodušenie akceptovať, vo všeobecnosti je nesprávne. Prameňom tohto názoru môže byť sugestívnosť názvu „určenie absolútneho veku“, ktorý bol už dáv-

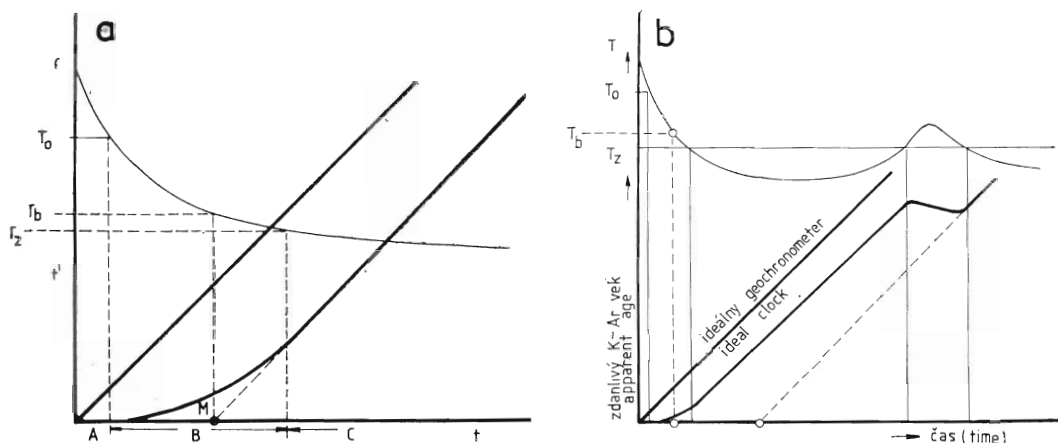
no vylúčený z pojmov izotopovej geochronológie (Holmes, 1962). Každé slovo v uvedenej fráze je nesprávne: 1. neurčuje sa vek, ale izotopový pomer, ktorý sa prepočítava na hodnotu majúcu časový rozmer podľa typu výpočtu, výsledok určenia závisí na prijatom modeli; 2. tento „vek“ nie je vekom analyzovanej vzorky, ale odráža iba určitý bod (nemusi to byť vznik) v jej evolúcii, 3. pomer medzi určitými hodnotami

tami, teda tzv. „vek“, nie je vôbec absolútny, keďže nezávisí len od času, ale i od celého radu iných činiteľov, ktoré ovplyvňujú zmenu chemického zloženia minerálov.

Pokúsme sa analyzovať K-Ar systém v rozdielnych geologických situáciách. Je potrebné si uvedomiť, že draslík v datovaných mineráloch zaujíma definované pozície v štruktúre minerálu, kde je viazaný iónovými väzbami, naproti tomu produktom jeho rozpadu je vzácny plyn, cudzí v kryštálovej štruktúre minerálu, kde vznikol na mieste rozpadu atómov draslíka. Tento rádiogénny argón sa začína hromadiť v draselných mineráloch z rozpadu ^{40}K , a preto sa na hranici minerálu s jeho okolím vytvára rozdiel tlaku argónu, gradient, v priebehu času čoraz väčší. Vznikne nerovnovážna situácia (tým viac drastickejšia, že sa vzťahuje na plyn), preto je tendencia k úniku argónu z minerálu až do vyrovnania tlaku v prostredí. Atómy argónu, ktoré sa nachádzajú blízko hranice zrna, unikajú ľahko, tie, ktoré sú hlbšie, musia difundovať cez štruktúru minerálu. Týmto spôsobom sa vytvárajú v horninách tlakové gradienty nielen na hranici zŕn, ale i vnútri draselných minerálov. Veľkosť gradientu závisí od rozdielov v koncentrácii draslíka, od času, ale i od veľkosti zrna. Gradienty sa môžu vyrovnávať difúziou, ktorej koeficient je závislý od druhu minerálu, pričom sa pre každý minerál zásadne mení s teplotou. Každý minerál má určitú hraničnú teplotu, nad ktorou je koeficient difúzie taký vysoký, že únik argónu z minerálu je taký istý ako jeho produkcia z rozpadu ^{40}K . Preto pri teplote nad touto hranicou bude mať minerál bez ohľadu na čas konštantnú koncentráciu argónu kontrolovanú tlakom v okolí (ide hlavne o parciálny tlak argónu, a nie o celkový tlak). Minerál vznikol, existuje, ale „ručičky K-Ar geochronometra stoja na mieste“. Postupným chlad-

nutím sa koeficient difúzie znižuje a tempo úniku argónu sa spomaľuje, až sa stáva menším ako jeho prírastok. V minerále sa začína hromadiť rádiogénny argón, ale pretože jeho časť ešte stále uniká, akumulácia je menšia ako rýchlosť produkcie: „geochronometer ide, ale mešká“. Nakoniec, keď teplota dôjde do bodu, v ktorom koeficient difúzie dosiahne hodnotu, pri ktorej difúzia prestáva, argón v mineráli sa nachádza v situácii celkového uzatvorenia izotopického systému. Až od tohto momentu „K-Ar geochronometer začína správne merať čas“.

Výsledkom datovania z vekovej rovnice je tzv. modelový vek. Ak sa jedná o príklad pomalého chladnutia, v momente, keď minerál dosahuje teplotu celkového uzatvorenia izotopického systému, obsahuje určité množstvo argónu nahromadeného počas čiastočného úniku. Teda modelový vek je hodnotou medzi momentom celkového uzatvorenia izotopického systému a momentom končiacim celkové otvorenie izotopického systému minerálu (s ohľadom na únik argónu). Situáciu znázorňuje obr. 1a, b. V prípade situácie na obr. 1a bude rozdiel skutočného a vypočítaného veku vzorky závislý na tempe chladnutia (čo v plutonických horninách môže predstavovať značný rozdiel), v prípade situácie na obr. 1b následná, neúplná strata rádiogénneho argónu v dôsledku zohriatia vzorky spôsobí „reliktový“ vek, ktorý nie je v žiadnom vzťahu ani ku kryštalizácii systému, ani k veku termickej udalosti. K-Ar údaje z takýchto systémov nie sú interpretovateľné a nemajú žiaden význam. Veková rovnica vyjadruje lineárnu závislosť modelového veku od uplynutého času, modelovým vekom minerálu na grafe je bod M. Efektívnou teplotou uzatvorenia izotopického systému (blocking temperature) sa podľa návrhu Dodsona (1973) rozumie teplota, ktorú dosiahol systém v momente určenom modelovým vekom.



Obr. 1. Vývoj K-Ar geochronometra v systéme s pomalým chladnutím (a) a s následnou termickou epizódou (b). T_b — teplota uzatvorenia izotopického systému, M — vek vzorky vypočítaný z vekovej rovnice, T_z — teplota systému v čase zodpovedajúcom zdanlivému veku

Fig. 1. Development of the K-Ar geochronometer in slowly cooling system (a) and in system which underwent a subsequent thermal episode (b). T_b — closing temperature of the system, M — sample age calculated from the age equation, T_z — temperature of the system during the age corresponding to the apparent age

Pritom je charakteristické, že pokiaľ T_o a T_z sú určené pre minerálny druh, T_b je spojená s rýchlosťou chladnutia a čím je chladnutie rýchlejšie, tým je kratší úsek b a T_b sa blíži k T_o . Tento model je zjednodušený a platí iba pre monotónne chladnutie.

Z bohatého analytického materiálu vyplýva, že zdanlivý vek minerálov v horninách s pomalou rýchlosťou chladnutia vytvára určitý systém (v smere šípky vek klesá): amfibol → muskovit → biotit → K živec. Na tomto základe i na základe geologických informácií sa hodnotili teploty uzatvorenia izotopického systému minerálov. Neskôr sa táto situácia modelovala matematicky, čoho výsledkom boli vzorce závislosti teploty uzatvorenia izotopického systému od koeficienta difúzie. Takto možno na základe známeho koeficienta difúzie v podstate pre každý minerál vypočítať, od ktorého bodu na krivke chladnutia „K-Ar geochronometer meria čas“.

Tieto koeficienty nie je jednoduché používať, pretože difúzne koeficienty merané v laboratóriu sa líšia od skutočných. Situáciu komplikuje fakt, že koeficienty difúzie zistené pri laboratórnom zohrievaní sú buď vyššie (ak vyhrievame separovaný minerál) alebo nižšie, ak ten istý minerál vyhrievame v neporušenej hornine (Hanson, 1971). Preto takéto hodnoty sú dosť nepresné. V súčasnosti prijímané hodnoty uzatvorenia teploty izotopického systému uvádza tab. 1.

Vo vulkanických horninách teplota uzatvorenia izotopického systému minerálov je tesne po utuhnutí lávy, preto rozdiel v modelovom veku minerálov je veľmi malý a zistené veky môžu zodpovedať veku kryštalizácie horniny. Na druhej strane v plutonických alebo metamorfovaných horninách obyčajne každý minerál vykazuje iný zdanlivý vek a spravidla ani jeden z nich nie je vekom kryštalizácie horniny.

TAB. 1

Teploty uzatvorenia izotopického radiačného systému K-Ar v horninotvorných mineráloch
Closing temperatures of the K-Ar radiation system in rock-forming minerals

Minerál	K-Ar metóda	F-T metóda
amfibol	> 500 °C (Gerling et al., 1965) > 480 °C (Dallmeyer, 1978) 530 ± 40 °C (Harrison et al., 1979)	—
muskovit	380 °C (Purdy — Jäger in Jäger, 1973)	—
biotit	300—345 °C (Dallmeyer, 1978) 300 ± 50 °C (Wagner et al., 1977) 260 °C (Harrison et al., 1979)	—
plagioklas	~ 260 °C (Harrison et al., 1979)	—
K živec	150 ± 30 °C (Harrison — Dougall, 1980) 160 °C (Harrison et al., 1979)	—
titanit	—	200—280 °C (Harrison et al., 1979)
epidot	—	200—280 °C (Naeser — Faul, 1969) (Harrison et al., 1979)
zirkón	—	200 ± 50 °C (Gleadow — Brooks, 1979) 175 °C (Harrison et al., 1979)
apatit	—	75—120 °C (Naeser — Faul, 1969)

Pre porovnanie sú uvedené teploty uzatvorenia izotopického systému pre F-T metódu

Oblasť kryštalinika Álp poskytuje dobrý príklad komplikovaného vzťahu medzi vekom metamorfnej rekryštalizácie a datovaním rôznych minerálov hornín terciárnej metamorfozy Álp. Petrografické pozorovania svedčia, že fengit v študovaných horninách je výrazne mladší ako biotit, predsa výsledky datovaní svetlej sludy boli vždy vyššie než „vek“ biotitov, a to o určitý konštantný rozdiel — 9 mil. rokov. Situácia sa dá ľahko pochopiť, ak porovnáme teplotu, pri ktorej prebehla metamorfná kryštalizácia biotitu (cca 500 °C),

s teplotami uzatvorenia izotopického systému (tab. 1). Takto v priebehu dosť dlhého času, po hlavnej fáze metamorfizmu, keď horniny chladli pomaly, biotit už existoval, ale jeho „geochronometer ešte nefungoval“, pretože teplota hornín bola vyššia ako teplota uzatvorenia izotopického systému K-Ar v biotite. Tak to bolo i neskôr, keď sa začala kryštalizácia fengitu. Muskovit „začal registrovať čas“, až keď teplota poklesla na 350—300 °C, biotit ešte neskôr, až keď horniny dosiahli teplotu ~ 270 °C. Rozdiel v zdanlivých vekoch

(9 mil. rokov) informuje o čase, ktorý uplynul medzi týmito dvoma teplotnými úrovňami (časový interval udáva rýchlosť chladnutia). Charakteristické je, že nielen hodnoty „veku“ minerálov nezodpovedajú veku kryštalizácie, ale aj relácia starší — mladší je opačná.

Z uvedeného vyplýva na pohľad paradoxný poznatok, že K-Ar metódu datovania veku procesov metamorfózy možno použiť len pri mineráloch nízko metamorfovaných hornín, lebo len keď je teplota uzatvorenia izotopického systému vyššia ako teplota kryštalizácie, minerál môže byť uzatvoreným izotopickým systémom už v momente vzniku, a také situácie možno očakávať len v produktoch nízko-teplotného metamorfizmu (Hunziker, 1979), a teda vo vyšších štruktúrnych jednotkách. Ale tento materiál odstraňuje denukácia (Harper, 1967).

Princíp tejto koncepcie uviedol Neuvoen (1961). Hurley et al. (1962) interpretoval rozdiely hodnôt zdanlivého veku po dvoch stranách zlomu ako dôkaz vertikálnych pohybov bez spojitosti s akýmkoľvek petrografickými procesmi. Komplikácie v prejavoch K-Ar geochronometra opísal Giletti et al. (1961). Armstrong (1966) dokázal, že ani čas prvotnej sedimentácie, ani čas vrásnenia, ani čas metamorfizmu nemožno určiť K-Ar metódou. Chronológiu metamorfných procesov na základe K-Ar datovania možno zachytiť pri horninách nízko metamorfovaných facií zachovaných v osiach väčších synklinál, v čelách príkrovov alebo v šupinách odsunutých z oblasti maximálneho tektonického výzdvihu (Harper, 1967). K-Ar veky plutonických hornín i metamorfných jadrových častí orogénu informujú výlučne o čase výzdvihu a chladnutia, a nie o kryštalizácii. Tieto formulácie možno nájsť vo všetkých slovníkoch či prehľadoch týkajúcich sa izotopovej geochronológie (Giletti et al., 1961; Faure, 1977; Hunziker, 1979;

Polanski, 1979). Argónové veky najčastejšie patria ku skupine vekov chladnutia (cooling ages), tie možno ďalej interpretovať buď samotným chladnutím (napr. v okolí intrúzií), buď prechodom horniny cez geozotermu počas vertikálneho pohybu blokov. Za týchto okolností možno K-Ar datovanie výhodne použiť pri tektonických rekonštrukciách (vo väčšej miere).

K-Ar datovanie sa interpretuje v dvoch krokoch:

— ako rekonštrukcia termickej histórie, ktorá vyžaduje vedomosti o teplote uzatvorenia izotopického systému minerálov. Z toho teda vychodí, že „vek“ určený z datovania celohorninových vzoriek plutonitov a metamorfitov sa nedá interpretovať (v najlepšom prípade je to iba výsledok zodpovedajúci váženému priemeru veku chladnutia rozličných minerálov, z ktorých každý má rozdielnu teplotu uzatvorenia izotopického systému);

— na základe rekonštruovanej termickej histórie sa možno následne pokúsiť o tektonickú interpretáciu.

Vyššie sme opísali iba model postupného chladnutia hornín. Ak hornina po postupnom chladnutí i po období jej zotrvania v nízkych teplotách podlieha následnému zohriatiu, môžu sa niektoré minerálne K-Ar systémy stať úplne alebo čiastočne otvorené. V orogenetických pásmach to nie je zriedkavý prípad. Ak sa na erodovanom povrchu granitu nachádza sediment hrúbky 6 km, potom z hodnoty geotermického gradienta (30 °C/km) vyplýva pozvoľný prírastok teploty až do 180 °C. Môže sa stať, že len niektoré minerály s vysokou teplotou uzatvorenia izotopického systému Ar zostanú nenarušené a ďalej „merajú čas“. Tie, v ktorých bola bariéra T_0 prekročená, zostávajú „odplynené“, následná akumulácia Ar sa začína od nuly, a teda registrujú vek chladnutia (ale už druhého) po teplotnom impulze. Keď

sa minerál nachádza na hraniciach čiastočnej retencie Ar, jeho pomer Ar/K prestáva rásť, resp. sa môže znížiť. Výsledkom je modelový vek, ktorý je vekom zdanlivým, ktorý nezodpovedá ani momentu prechodu cez teplotu uzatvorenia izotopického systému pri prvom ochladení, ani pri zohrievaní, ani pri druhom ochladení. Nezodpovedá žiadnej charakteristickej termickej udalosti a môže datovať moment, v ktorom sa nič nedialo (obr. 1b). Biotit sa v takejto situácii nachádza pri zohriatí do 300 °C, K živec už pri 150 °C.

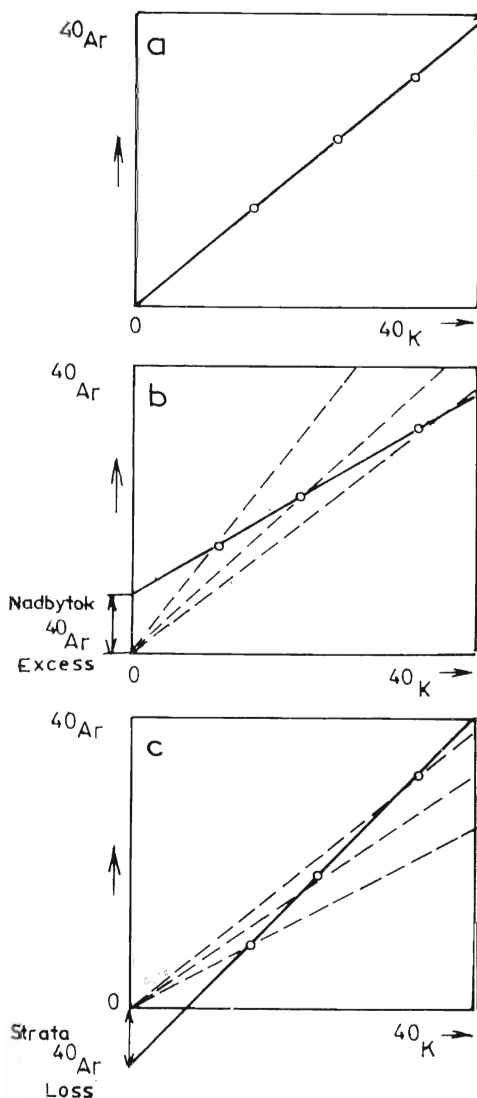
Vyššie uvedené úvahy sa opierajú o zistenie, že koeficient difúzie argónu rýchle rastie s teplotou. Jeho logaritmus je nepriamo úmerný prevrátenej hodnote teploty (Harrison — McDougall, 1980). Na priebeh difúzie má zásadný vplyv najmä pomer tlaku argónu v minerále a tlaku argónu v okolí. Keď sme vyššie spomenuli „možnosť odplynienia minerálu“ (Hart, 1964) a vrátenia jeho veku na nulu, stanovili sme predpoklad, že okolie minerálu je bez argónu a difúzia dôjde do konca. Pre plutonické horniny však takéto zjednodušenie nemožno akceptovať. Je známe, že priepustnosť hornín je natoľko ohraničená, že v plutonickom prostredí sa nachádzajú plyny pod značným tlakom. Rádioaktívny proces je procesom jadrovým, ktorý nie je závislý na vonkajšom prostredí, a nuklidy ^{40}K vytvárajú ^{40}Ar bez ohľadu na to, či vchádzajú do zloženia minerálov, alebo sa nachádzajú v tavenine. Ak sa v podmienkach vysokého parciálneho tlaku argónu začína kryštalizácia minerálu, možno očakávať, že už v tomto momente môže minerál zachytávať určité množstvo ^{40}Ar , a teda už v momente vzniku môže mať určitý zdanlivý vek vyplývajúci iba z prítomnosti prebytku argónu.

O smere difúzie rozhoduje rozdiel tlaku argónu, jeho gradient i distribučný koeficient. Ak je parciálny tlak argónu v okolí vyšší ako v mineráli, je tlakový gradient

opačne usmernený a vyvoláva difúziu do minerálu (ak je teplota dostatočná na iniciáciu procesu; vyššie teploty uzatvorenia izotopického systému, na čo upozornil Gilletti et al., 1961). Bližšia analýza tejto situácie dokazuje, že v tom istom čase, vplyvom toho istého procesu (difúzneho vyrovnania gradientov) jeden minerál môže argón strácať, druhý získavať. Vo vysoko-draselnom mineráli rozpad ^{40}K in situ rýchlo vytvorí tlak ^{40}Ar , ktorý prevyšuje tlak v okolí, čo vyvoláva jeho únik. Nizko-draselné minerály nielenže nebudú argón strácať, ale ho môžu aj získať. Navrhnutý model vysvetľuje prejavy prebytku argónu (hlavne v mineráloch s nízkym obsahom K) ako dôsledok pomeru medzi obsahom K v mineráli a v celej hornine. Prebytok argónu vyvoláva anomálne vysoký modelový vek hlavne v mineráloch s veľmi nízkym obsahom K, kde množstvo zachyteného argónu môže byť podstatnou zložkou jeho celkového množstva. V čase, keď tento fenomén nebol známy, sa stávalo, že sa hornine pripísal vek, ktorý niekedy prevýšil vek Zeme (napr. Kirsten, 1968).

Známe sú príklady datovania veľmi mladých bazaltovej lávy, ktorá extrudovala na oceánske dno vo veľkých hĺbkach. Rýchly vznik sklenej kôry vytváral nepriepustnú vrstvu znemožňujúcu únik plynu. Ohromný hydrostatický tlak, vyvolaný niekoľkokilometrovým stĺpcom vody, zároveň spôsobil, že rozpustnosť plynu v láve bola vysoká. To spôsobilo, že tuhnúci bazalt obsahoval veľké množstvo rozpusteného argónu a prisudzoval sa mu absurdne vysoký vek.

Vek vypočítaný z vekovej rovnice platí iba za podmienok, že zmeny koncentrácie ^{40}K , ^{40}Ar v priebehu celej existencie analyzovaného minerálu či horniny sú spôsobené iba rádioaktívnou premenou a ak vzorka v čase svojho vzniku neobsahovala ^{40}Ar . Analýzy rôznych minerálov z rozlič-



Obr. 2. Vzťah modelového K-Ar veku a izochrónového K-Ar datovania (podľa Harpera, 1970)

Fig. 2. Relation between K-Ar ages and K-Ar isochrone datation (according to Harper, 1970)

ných typov hornín v rozdielnych geologických situáciách dokázali, že tieto podmienky sú splnené zriedka. Existujú však metódy, ako kvantitatívne možno zistiť zmeny v K-Ar radiačnom systéme. Plat-

nosť údajov získaných z vekovej rovnice (teda zhodu získaných výsledkov s teoretickým modelom) možno overiť prostredníctvom izochrónových grafov.

V K-Ar datovaní možno použiť tri druhy izochrón (Shafiqullah — Damon, 1974): 1. $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$; 2. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$; 3. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. V tejto práci používame iba prvý typ izochróny. Na obr. 2 sú tri základné možnosti, patrične zjednodušené (Harper, 1970). V priebehu určitého času z prítomného množstva ^{40}K vznikne rádioaktívnou premenou určité množstvo ^{40}Ar . Pre kogenetické vzorky s rozdielnym obsahom ^{40}K bude pomer $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ konštantný. Ak tieto minerály neobsahujú v čase svojho vzniku rádio- génnny argón, potom všetky vzorky na grafe $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ ležia na jednej čiare — izochróne, ktorá vychádza z nulového bodu a ktorej sklon je proporcionálny k veku skúmaných vzoriek. V tomto prípade bude modelový vek vzoriek zhodný s izochrónovým vekom (obr. 2a).

Obr. 2b znázorňuje situáciu, keď sa do analyzovaných minerálov v čase ich vzniku včlenilo rovnaké množstvo ^{40}Ar . Medzi modelovými vekmi vzoriek (prerušované čiary) vznikol rozptyl napriek tomu, že ich skutočný vek je rovnaký. Ani jeden z modelových vekov sa nerovná skutočnému veku (izochrónovému), ale všetky sú vyššie. Medzi modelovými vekmi vzoriek a ich obsahom ^{40}K možno zistiť negatívnu koreláciu: čím menší obsah ^{40}K , tým vyšší modelový vek.

Na obrázku 2c je znázornená situácia, keď zo skupiny komagmatických vzoriek uniklo rovnaké množstvo argónu. Medzi modelovými vekmi vzniká rozptyl, každý z nich je nižší ako skutočný (izochrónový) vek. Medzi obsahom ^{40}K a modelovými vekmi je pozitívna závislosť: čím vyšší obsah ^{40}K , tým je modelový vek vzorky vyšší. Ak K-Ar izochróna neprechádza cez začiatok grafu, modelové veky sú v oboch

prípadoch klamný a údaje neoznačujú vek žiadnej geologickej udalosti. Skutočný pomer $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, ako i množstvo iniciálneho argónu, resp. jeho stratu možno v oboch prípadoch zistiť regresnou analýzou. To je dôvod, prečo nemožno datovať menej ako tri vzorky. Minerály majú rozdielnú schopnosť udržať rádiogénny argón, preto musí byť K-Ar izochróna konštruovaná z jedného druhu minerálu s rovnakou termickou históriou. Použitie týchto izochrón vedie k správny výsledkom len v prípade, keď sú realizované podmienky modelu: rovnaké množstvá uniknutého, resp. inkorporovaného Ar, bez vzťahu ku koncentrácii K. Ak sa táto podmienka nedodrží, analytické údaje sú rozptýlené tak, že izochrónu nie je možné definovať (Harper, 1970). Pripomíname, že konštantný exces argónu je v prírodných podmienkach reálnejší než jeho rovnaký úbytok.

Doteraz diskutovaný typ izochrón nerieši všetky problémy spojené s K-Ar datovaním. V analyzovaných vzorkách sa totiž okrem ^{40}Ar nachádza i nerádiogénny izotop ^{36}Ar . Ten môže byť kontaminovaný zo vzduchu počas expozície vzorky v zóne zvetrávania, ale môže byť aj prítomný v mineráli od doby vzniku. Práve pre tieto dva rozdielne zdroje ^{36}Ar nemožno používať paušálne korekciu na atmosferický argón (Hayatsu — Carmichael, 1970). Tieto problémy nenastanú pri izochróne typu $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$. Možnosť interpretácie týchto izochrónových vekov je limitovaná zachovaním konštantných pomerov týchto izotopov v skupine kogenetických vzoriek počas úniku, resp. vo všetkých procesoch, kde môže nastať izotopová frakcionácia. Z citovaných údajov v oblasti Západných Karpát nemožno konštruovať tento typ izochrón, pretože nie sú k dispozícii potrebné analytické údaje.

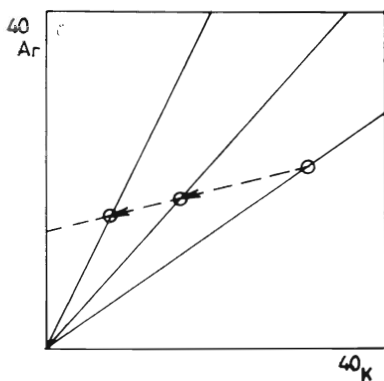
Pri konštrukcii tretieho typu K-Ar izochrón sa využíva premena ^{39}K na ^{39}Ar ožarováním rýchlymi neutrónmi v jadrovom

reaktore. Po ožiarení sa pomer $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ meria v následných objemoch plynu, ktorý uniká zo vzorky v priebehu zahrievania pri zvyšovaní teploty (Turner, 1968). Metóda vlastne využíva rozdiel v mobilnosti izotopov argónu v priebehu ich uvoľňovania z minerálu počas zahrievania. V minulosti sa často používala pri datovaní mesačných hornín.

Celkový únik argónu z analyzovaných minerálov je rovnocenný s návratom systému znovu na začiatok. Ak neskoršia akumulácia argónu prebieha bez komplikácií, získame znovu izochrónu, ktorá vychádza z nulového bodu a ktorej sklon zodpovedá času, ktorý uplynul od uzatvorenia izotopického systému. Isochróna s počiatkom v nulovom bode môže vzniknúť aj vtedy, keď únik argónu počas termickej epizódy bude nekompletný, ale proporcionálny k jeho koncentrácii v minerále. Možno sa domnievať, že takáto situácia sa môže vyskytnúť vtedy, keď sa minerál nachádza v teplote, ktorá tesne prevyšuje teplotu plného uzatvorenia izotopického systému minerálu. O veľkosti zmenšenia hodnoty „veku“ získaného z takej izochróny bude rozhodovať čas vplyvu zvýšenej teploty. Teda fakt, že izochróna vychádza z nulového bodu, nemôže byť dostačujúcim argumentom, že minerály sa počas svojej existencie neodplynili, a to buď čiastočne alebo úplne. Záporný intercept* sa objaví vtedy, keď z minerálov uniklo konštantné množstvo argónu, nezávislé od koncentrácie draslíka (model Harpera, 1970, v tomto článku obrázok 2c).

Iné komplikácie vytvárajú procesy sekundárnych zmien niektorých minerálov, hlavne tých, v ktorých sa nachádza draslík. Ak napríklad biotit podlieha stupňo-

* Termín intercept používame na označenie tzv. lokujucej konštanty (Bakytová et al., 1975), t. j. príslušnej hodnoty Y v ortogónnej súradnicovej sieti, ak $X = 0$.

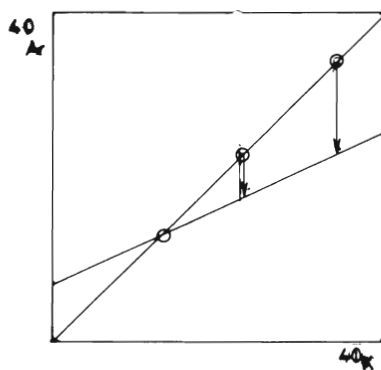


Obr. 3. Hypotetický vývoj ^{40}Ar — ^{40}K radiačného systému v biotite pri jeho chloritizácii
Fig. 3. Hypothetical development of the ^{40}Ar — ^{40}K radiation system in biotite during chloritization

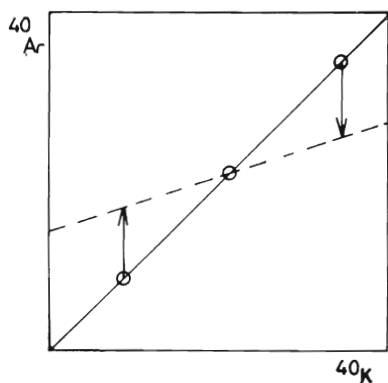
vanej chloritizácii, čo v princípe znamená stratu ako argónu, tak aj draslíka, niet dôvodu predpokladať, že tieto dva rozdielne prvky, nachádzajúce sa v rozdielnej kryštalochemickej a energetickej situácii, migrovali presne tou istou rýchlosťou — iba vtedy totiž ostáva zachovaný ich vzájomný pôvodný pomer, ktorý je mierou veku. Vonkajší tlak argónu v prostredí a pravdepodobne i iné faktory, ako napr. schopnosť udržania argónu v štruktúrnych defektoch, spôsobujú, že stupeň úniku K môže značne prevyšovať stupeň úniku Ar (Kirsten, 1968). V takom prípade sa bude bod vytvorený chloritizovaným biotitom presúvať na izochrónovom grafe doľava a dole pozdĺž čiarkovanej línie na obr. 3. Výsledkom bude, že séria analýz z biotitov, dokonca s pôvodným identickým obsahom K a Ar, ale s rôznym stupňom chloritizácie môže vytvoriť pseudoizochrónu s kladným interceptom, zdanlivo indikujúci prebytok argónu. Jej sklon nemá žiaden vekový význam a závisí od pomeru rýchlostí úniku oboch prvkov. Týmto môže únik argónu v určitých prípadoch spôsobiť kladný intercept izochróny, ktorý podľa jednoduchého pôvodného modelu Harpera

(1970) mal byť dôkazom o existencii prebytku argónu. Treba zdôrazniť, že ani izochróny, ani modelové veky čiastočne chloritizovaných biotitov nemajú reálny význam. Podľa situácie z obr. 3 bude modelový vek tým väčší, čím bude chloritizácia intenzívnejšia. Podobný efekt možno očakávať pri albitizácii draselných živcov. Z toho vyplýva, že minerály, v ktorých došlo k výmene alkálií alebo úniku draslíka, sú nevhodné na datovanie. Je to jeden z dôvodov, pre ktoré môžu celohorninové vzorky granitov alebo rúl vykazovať falošný vek, dokonca ich modelový vek môže byť vyšší ako skutočný vek kryštalizácie.

Kladný intercept, reprezentujúci izochróny celkových hornín, a teda zdanlivý prebytok argónu, sa môže objaviť nielen pri zmenách v obsahu K, ale tiež pri úniku Ar, ak tento únik je čiastočný a proporcionálny k jeho obsahu K (obr. 4). Takú situáciu možno očakávať, keď horninový komplex je obklopený nepriepustným okolím, ktoré znemožňuje, resp. sťažuje únik argónu z pôvodného prostredia.



Obr. 4. Vznik kladného interceptu ^{40}Ar — ^{40}K izochróny, ak únik argónu je proporcionálny obsahu K vo vzorkách
Fig. 4. Origin of a positive ^{40}Ar — ^{40}K intercept in the case when the argon escape is proportional to the K content of the samples



Obr. 5. Zachytenie argónu vo vzorkách chudobných na draslík spôsobuje vznik kladného interceptu u $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ izochróny

Fig. 5. Fixing of argon in samples with low K content leads to positive $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ isochrone intercept

Ak minerály predstavujú potenciálne otvorený izotopický systém (vzhľadom na teplotu, v ktorej sa nachádzajú) a pritom sú horniny celkovo alebo čiastočne uzatvorenými izotopickými systémami, vtedy argón môže migrovať len z tých minerálov (bohatých na draslík), v ktorých jeho parciálny tlak je vyšší než tlak v okolí. Dôsledkom toho bude v týchto horninách únik Ar z hornín proporcionálny k obsahu K. Je to evidentné, ak prijmeme predstavu, že na skutočnú rýchlosť difúzie poukazuje nielen jej koeficient, ale závisí aj od gradientu parciálneho tlaku argónu.

Opísaný efekt môže byť silnejší, ak vonkajší tlak prevyšuje tlak argónu v mineráloch, ktoré sú na K najchudobnejšie (obr. 5). Ak minerály budú otvorenými izotopickými systémami (vzhľadom na zvýšenú teplotu) a tlakový gradient bude rozhodovať nielen o rýchlosti difúzie, ale i o jej smere, a to naraz v tej istej hornine, môže jeden minerál argón strácať, iný získavať. Možnosť takýchto komplikácií je známa v literatúre dávno (Brewer, 1969).

Komplikácie možno očakávať v K-Ar

evolúcii v celohorninových vzorkách granitového charakteru obsahujúcich veľa minerálov s rozdielnym obsahom K, ale aj rozdielnou teplotou uzatvorenia izotopického systému (v plutonických podmienkach kryštalizácie je aj dlhé obdobie chladnutia, napr. v intervale teplôt $200-150^\circ$, keď biotit je už uzatvoreným izotopickým systémom a mikroklin otvoreným izotopickým systémom). Ak je napr. súbor hornín zložený iba z biotitu a mikroklinu, ale s ich rozličným zastúpením, bude tento súbor hornín (body) na izochronovom diagrame $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ predstavovať líniu spájajúcu body pre tieto dva minerály. Pseudoizochrona v momente dosiahnutia teploty 150°C v čase pomalého chladnutia môže znázorniť nereálne vysoký prebytok argónu, ako i nereálne nízky vek, dokonca nižší, ako bude modelový vek K živca. V celom časovom intervale, v ktorom prebieha čiastočný únik argónu z mikroklinu, pozvoľne rastú hodnoty modelového veku celohorninových vzoriek, ale tým pomalšie, čím je viac K živca v hornine. Rastie „izochronový vek“ aj kladný intercept. Je preto zrejmé, že regresné línie, určené pre celohorninové vzorky, nedajú žiadnu vierohodnú informáciu. Keďže sú aj výsledkom potenciálneho vplyvu mnohých faktorov (napr. možnosť migrácie draslíka), znemožňujú dokonca identifikovať ich prítomnosť.

Ako vychodí z predchádzajúcich úvah, reálne Ar/K pomery v mineráloch a horninách často prechádzajú omnoho zložitejšou evolúciou, než to predpokladá modelová veková rovnica. Preto treba výsledky K-Ar datovania plutonických a metamorfovaných hornín interpretovať veľmi opatrne, pretože skutočný vekový význam im možno pripísať iba vtedy, keď sú splnené modelové podmienky. Zdôrazňujeme, že jednotlivé, konvencionálne K-Ar datovanie nedáva žiadnu možnosť overenia správnosti modelu. Základnou úlohou

K-Ar izochrónových grafov je zistiť komplikácie a v niektorých jednoduchých prípadoch i overiť datovanie a určenie veku minerálov. Napriek tomu sa metóda izochrón nedá na získanie pravdivých vekových informácií z analýz narušených izotopových systémov použiť všeobecne. Pretože situácie opísané modelmi Harpera (1970) sa v prírode pravdepodobne vyskytujú menej často ako situácie opísané modelmi Rb-Sr izochrón, sú K-Ar izochróny na rozdiel od Rb-Sr izochrón skôr metódou kontroly výsledkov než metódou datovania.

Bližšie poznatky o citlivosti rôznych K-Ar izochrón na rôzne typy narušenia K-Ar systému poskytuje článok Shafiqulaha — Damona (1974). Upozorňuje, že komplikácie vo vývoji K-Ar systému nemožno vždy odhaliť použitím iba jedného typu izochrón, hlavne pri použití izochrón ^{40}Ar — ^{40}K , a poukazujú na možnosť konštrukcie pseudoizochrón v tomto systéme. Autori odporúčajú v komplikovaných prípadoch výsledky kontrolovať použitím najmenej dvoch typov izochrón.

Celohorninové vzorky granitového a rulového charakteru sa vymykajú izochrónovej kontrole (na rozdiel od Rb-Sr systému). Regresné línie, simulujúce izochróny, sú dôsledkom funkcie času, minerálneho zloženia a jeho variabilnosti, rýchlosti chladnutia, sekundárnych minerálnych zmien a iných vplyvov. Preto na označenie výsledkov K-Ar datovania takýchto vzoriek nemožno používať slovo „vek“.

(Izochrónová reinterpretácia K-Ar údajov z kryštalinika Západných Karpát bola uverejnená v článku J. Burcharta et al. v Geologickom zborníku č. 2/1987.)

Literatúra

- Armstrong, R. L. 1966: K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. In: *Potassium Argon Dating* Springer. Eds. O. R. Schaefner — J. Zahring. Berlin, 234 s.
- Bakytová, H. — Urgon, M. — Kontšeková, O. 1975: Základy štatistiky. Bratislava, Alfa, 390 s.
- Brewer, M. S. 1969: Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 6, 321—331.
- Dallmeyer, R. D. 1978: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-release ages of hornblende and biotite across the Georgia inner Piedmont: their bearing on late Paleozoic-early Mesozoic tectonothermal history. *Am. J. Sci. (New Haven)*, 278, 124—149.
- Dodson, M. H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol. (Berlin)*, 40, 259—274.
- Faure, G. 1977: Principles of Isotope Geology. New York, John Wiley and Sons, 464 s.
- Gerling, E. K. — Koltsova, T. V. — Petrov, B. V. — Zulfikarova, Z. K. 1965: On the suitability of amphiboles for age determinations by the K-Ar method. *Geochemistry International (Amsterdam)*, 2, 148—154.
- Giletti, B. J. — Moorbath, S. — Lambert, R. S. J. 1961: A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 117, 233 s.
- Gleadow, A. J. W. — Brooks, C. K. 1979: Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin)*, 71, 45—60.
- Hanson, G. N. 1971: Radiogenetic argon loss from biotites in whole rock heating experiments. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 35, 101—107.
- Harper, C. T. 1967: On the interpretation of potassium-argon ages from precambrian shields and phanerozoic orogens. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 3, 128—132.
- Harper, C. T. 1970: Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals. *Eclogae geol. Helv. (Basel)*, 63, 1, 119—140.
- Harrison, T. M. — Armstrong, R. L. — Neaser, C. W. — Harakal, J. E. 1979: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci. (Ottawa)*, 16, 3, 400—410.
- Harrison, T. M. — McDougall, I. 1980: Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand — II. Diffusion of radiogenetic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 44, 2005—2020.
- Hart, S. R. 1964: The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in

- the Front Range, Colorado. *J. Geol. (Chicago)*, 72, 493—525.
- Hayatsu, A. — Carmichael, C. M. 1970: K-Ar isochron method and initial argon ratios. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 8, 71—76.
- Holmes, A. 1962: Absolute age — a meaningless term. *Nature (London)*, 196, 1238—1239.
- Hunziker, J. C. 1979: Potassium Argon Dating. In: *Lectures in Isotope Geology*. Eds. E. Jäger — J. C. Hunziker. Berlin, Springer, 329.
- Hurley, P. M. — Hughes, H. — Pinson, Jr. W. H. — Fairbairn, H. W. 1962: Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine fault uplift in New Zealand. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 26, 67.
- Jäger, E. 1973: Die alpine Orogenese im Zichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv. (Basel)*, 66/1, 11—21.
- Kirsten, T. 1968: Incorporation of rare gases in solidifying enstatite melts. *J. geophys. Res. (Richmond, Va.)*, 73, 2807—2810.
- Naeser, C. W. — Faul, H. 1969: Fission track annealing in apatite and sphene. *J. Geol. Res. (Washington)*, 74, 705—710.
- Neuvonen, K. J. 1961: The apparent age pattern of the crust. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 196, 445—454.
- Polański, A. 1979: Izotopy w geologii. Warszawa, Wydawnictwa geologiczne, 337 s.
- Shafiqullah, M. — Damon, P. E. 1974: Evaluation of K-Ar isochron methods. *Geochim. cosmochim. Acta*, 38, 1341—1358.
- Turner, G. 1968: The distribution of potassium and argon in chondrites. In: *Origin and Distribution of the Elements*. Ed. L. H. Ahrens. Pergamon Press (London), 387—398.
- Wagner, G. A. — Reimer, G. M. — Jäger, E. 1977: Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating; the uplift and cooling history of the central Alps. Padova, Società Cooperativa Tipografica, 27 s.

Článok bol napísaný v rámci bilaterálnej spolupráce medzi GŮ CGV SAV Bratislava (ČSSR) a ING PAN Varšava (PLR) na téme 5.1: Geodynamika a geofyzika oblasti Poľska a Československa.

METODIKA VÝSKUMU

Určovanie Mg a Fe uhličitanov pomocou spektier absorpcie svetla

LÍDIA TURANOVÁ, JÁN TURAN

Geologický ústav Univerzity Komenského, ZaĎunaĳská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 15. 1. 1987

Определения магнезиальных и железистых карбонатов при использовании абсорбционного светового спектра

Идентификация минералов при использовании абсорбционного светового спектра является одним относительно быстрым, несложным, но и мало известным методом. В отчёте приводится характеристика кривой абсорбционного светового спектра карбонатных минералов, прежде всего изоморфного ряда магнезит-сидерит.

Identification of magnesium and iron carbonates by means of light absorption spectra

The identification of minerals by means of light absorption spectra is one of relatively rapid, undemanding, but little known methods. We present here characteristic curves of light absorption spectra of carbonate minerals, above all of magnesite — siderite isomorphous series.

Pri mineralogickom a geochemickom štúdiu uhličitanov je dôležitá ich rýchla a nenáročná identifikácia. Na tento účel je vhodná metóda identifikácie pomocou spektier absorpcie svetla, ktorú vyvinul a opísal Rakčejev et al. (1984). Uhličitaný lišiac sa svojím chemickým zložením majú svoje špecifické krivky spektier absorpcie svetla vyjadrujúce závislosť optickej hustoty na vlnovej dĺžke, na základe ktorých možno jednotlivé uhličitaný kvalitatívne stanoviť. Touto metódou sme určovali minerály izomorfného radu magnezit — siderit.

Princíp a postup stanovenia

Na spektrometri s aparátúrou na meranie difúzneho odrazu sa meria koeficient svetelnej priepustnosti a koeficient difúzneho odrazu. Koeficient svetelnej priepustnosti sa

rovná vzťahu intenzity toku žiarenia prechádzajúceho cez meraný vzorku k intenzite toku žiarenia dopadajúceho na meraný vzorku (alebo prechádzajúceho cez kontrolnú vzorku), ktorej koeficient sa považuje za jednotku a je vyjadrený vzťahom

$$\tau = \frac{I}{I_0} \cdot 100 \%$$

Koeficient difúzneho odrazu sa určuje ako vzťah svetelného toku difúzne odrazeného od skúmanej vzorky a svetelného toku odrazeného od vzorky s bielym povrchom. Odpočítava sa v % na stupnici potenciometra. Odraz vzorky s bielym povrchom sa považuje za 100 %.

Merania sme robili na Katedre petrografie MGU v Moskve pod vedením Rakčejeva na upravenom spektrofotometri SF-16 so špeciálnou aparátúrou na meranie difúzneho odrazu

PDO-1. Stanovili sme hodnoty svetelnej priepustnosti (T) a difúzneho odrazu (D) v intervale vlnových dĺžok od 235 do 1200 nm, t. j. v ultrafialovej (UF) i infračervenej (IČ) oblasti, na základe ktorých sme zostrojili krivky spektier absorpcie svetla. Merania sme robili kompenzačne. Do monochromatického toku žiarenia sme postupne vkladali kontrolnú a meranú vzorku. Pri vložení kontrolnej vzorky sa ručička potenciometra ustáli pomocou regulácie šírky štrbiny na centrálnu čiaru stupnice miliampérmetra (považovanú za podmienenú nulu) a zodpovedajúcu hodnotu ustálenú pri tomto toku žiarenia sme považovali za 100 % priepustnosť, resp. 100 % odraz. Po vložení meranej vzorky sme odklon ručičky miliampérmetra vyrovnávali na centrálnu čiaru otáčaním rukoväte potenciometra. Hodnotu koeficienta priepustnosti, resp. difúzneho odrazu sme odpočítali na stupnici potenciometra odstupňovaného v % priepustnosti, resp. v % difúzneho odrazu proporcionálne odporu potenciometra.

Na stanovenie spektier absorpcie svetla sme používali jemne rozdrúženú vzorku v minimálnom množstve 30–50 mg, ktorú sme umiestnili do vzorkovnice. Pri meraní sme dostávali priemernú hodnotu absorpcie svetla danej kryštalickej látky.

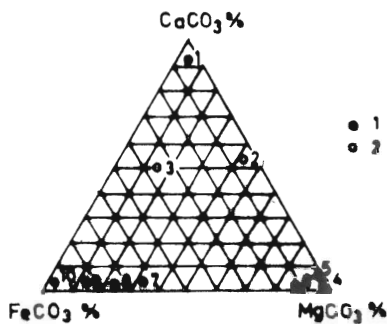
Pomocou tejto metódy sme študovali vzorky uhličitanov izomorfného radu magnezit — siderit, ktorých názvy v zmysle klasifikácie Meixnera (1953) zdôvodňujeme v práci Turan — Turanová (1987).

Výsledky

Uhličitaný, ktorých zloženie uvádzame v diagrame na obr. 1, dávali charakteristické krivky spektier pohlcovania svetla líšiace sa v ultrafialovej, ale hlavne v infračervenej oblasti spektra (obr. 2).

Pre krivky spektra pohlcovania svetla sideritom boli charakteristické dve výrazné maximá, z ktorých prvé sa prejavili v UF oblasti pri 300–310 nm ($D = 0,9–1,1$), druhé v IČ oblasti pri 900–1000 nm ($D = 1,2–1,4$) a ďalšie nevýrazné maximum pri 1120–1160 nm ($D = 1,1–1,3$). Sideroplezit a pistomezit dávali rovnakú krivku spektra pohlcovania ako siderit, ale intenzita maxim v IČ oblasti sa znižovala.

V spektre magnezitu sme mohli v UF oblasti pozorovať dve maximá, z ktorých prvé, výraznejšie, sa uplatnilo približne pri 260 nm ($D = 0,4–0,6$) a druhé, menej výrazné, pri



Obr. 1. Zloženie študovaných uhličitanov. 1 — vlastné vzorky, 2 — vzorky prevzaté z práce Rakčeva et al. (1984)

Fig. 1. Composition of investigated carbonates. 1 — our own samples, 2 — samples taken from work by Rakčev et al. (1984)

290 nm ($D = 0,2–0,5$). V IČ oblasti spektra magnezitu sa uplatnili tiež dve približne rovnaké, pretiahnuté a nevýrazné maximá medzi 900–1050 nm a 1050–1150 nm ($D = 0,2–0,3$). Breunnerit dával analogickú krivku ako magnezit, ale maximá pri 260 nm ($D = 0,8–1,0$) a 900–1050 nm ($D = 0,4–0,8$) boli oveľa výraznejšie.

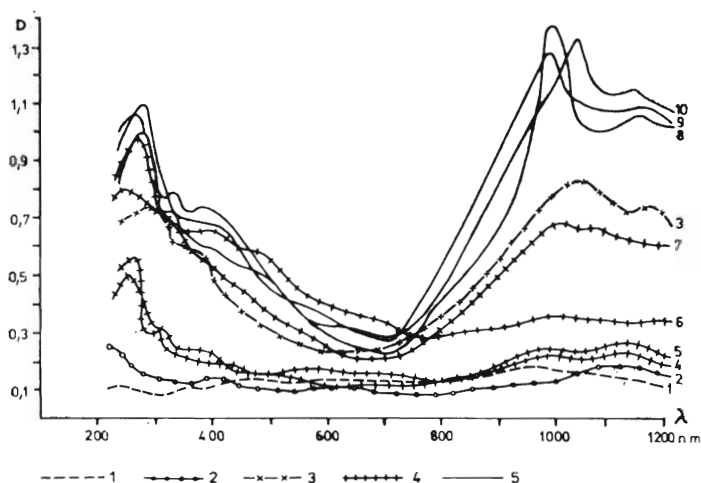
Spektrá kalcitu a dolomitu boli navzájom veľmi blízke a charakteristické nízkymi hodnotami optickej hustoty ($D = 0,1–0,3$). Na krivkách sme pozorovali nevýrazné maximá iba v UF oblasti pri 235–245 nm a 340–350 nm, pričom druhé maximum niekedy, ako uvádza Rakčev et al. (1984), chýba.

Na krivke spektra pohlcovania ankeritu sme pozorovali nevýrazné maximá pri vlnových rozsahoch 260 a 290 nm. V IČ oblasti sa na krivke ankeritu uplatnili dve približne rovnaké, intenzívne maximá vo vlnových rozsahoch ako pri siderite, ale oveľa menej výrazné ($D = 0,7–0,8$).

Na krivkách takmer všetkých uhličitanov sme pozorovali nevýrazné maximum pri 400 nm.

Charakter spektier uhličitanov je daný ich štruktúrou. Maximá na krivkách spôsobujú elektrónové prechody medzi atómami, iónmi alebo radikálmi (Taraščan, 1978).

Maximá v UF oblasti pri 235–245 nm v kalcite a dolomite a podobné maximá pri 260 nm v magnezite a ankerite podmieňuje prítomnosť radikálov CO_3^- a CO_3^{2-} , ktoré môžu vznikáť v dôsledku heterovalentnej izomorfie



Obr. 2. Krivky spektier absorpcie svetla. 1 — kalcit, 2 — dolomit, 3 — ankerit, 4 — magnezit, breunnerit, mezitín, 5 — siderit, sideroplezit, pistomesit

Fig. 2. Curves of light absorption spectra. 1 — calcite, 2 — dolomite, 3 — ankerite, 4 — magnesite, breunnerite, mesilit, 5 — siderite, sideroplesite, pistomesite

alebo pri záchyťe iónov pri elektrónovej výmene medzi mineralotvorným prostredím a rastúcim minerálom (Rakčejev et al., 1984).

Najvýraznejšie maximá uplatňujúce sa v siderite pri 300—310 nm alebo v ankerite pri 290 nm sú podľa Platonova (1976 in Rakčejev et al., 1984) spôsobené prenosom náboja $O^{2-} \rightarrow Fe^{2+}$.

Maximá v oblasti okolo 400 nm podmieniajú elektrónové prechody iónu Mn^{2+} (Gorobec, 1981).

Maximá na krivkách spektier uhličitanov v IČ oblasti medzi 900—1150 nm, čiastočne aj v UF oblasti pri 290 nm, resp. 340—350 nm vzrastajú s obsahom Fe v uhličitanoch a sú spôsobené podľa Rakčeveja et al. (1984) elektrónovými prechodmi $d \rightarrow d$ iónu Fe^{2+} typu $L \rightarrow M$.

Záver

Jednotlivé skupiny uhličitanov majú charakteristické krivky pohlcovania svetla, na základe ktorých ich možno, okrem vzájomného odlíšenia kalcitu a dolomitu, jednoznačne identifikovať. Vzájomné odlíšenie kalcitu a dolomitu je možné iba za predpokladu, že dolomit obsahuje podstatne viac železa.

V izomorfnom rade magnezit—siderit možno pomerne jednoznačne rozlíšiť magnezit a breunnerit od sideritu, sideroplezitu a pistomesitu. Úplne jednoznačná identifikácia členov izomorfného radu magnezit—siderit nie je možná, možno však stanoviť poradie minerálov podľa stúpajúceho obsahu železa.

Zdá sa, že manometrická metóda (Turan — Vančová, 1972) rozpracovaná pre tieto účely (Turan — Turanová, v tlači) je vhodnejšia, pretože za rovnakých časových a materiálových nárokov poskytuje kvantitatívne hodnoty na určenie hraníc jednotlivých členov izomorfného radu.

Podakovanie

Za rady a pomoc pri snímaní spektier pohlcovania svetla jednotlivých uhličitanov ďakujeme doc. Dr. A. D. Rakčevovi, CSc., z Katedry petrografie na MGU v Moskve.

Literatúra

- Gorobec, B. S. 1981: Spektry lžuminiscenci mineralov. Manuscript — Minist. geol. ZSSR Moskva, 154 s.
- Rakčejev, A. D. — Ragab, M. A. — Venclovajfe, E. I. 1984: Diagnostika kalcijevých, magnezialných i železistých karbonatov po ich spektrám svetopogloščenija. Vest. Mosk. Univ., Ser. Geol., 6, 72—77.
- Taraščan, A. N. 1978: Lžuminiscencijska mineralov. Kiev, AN USSR, Inst. geochimiji i fiziki min., Izd. Nauk. dumka, 1—296.
- Turan, J. — Vančová, L. 1972: Möglichkeiten zur Nutzung der manometrischen Methode bei der Bestimmung von Karbonaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 99—114.
- Turan, J. — Turanová, L. (v tlači): Možnosti využitia manometrickej metódy pri štúdiu izomorfie Mg-Fe uhličitanov. Acta Montana.

Pokračovanie zo s. 310

súčasná kvalita. Znečisťovanie podzemnej vody náplavov Hornádu v území medzi Košicami a štátnou hranicou s Maďarskom, zapríčinené priemyselnou a poľnohospodárskou činnosťou, spôsobilo, že prevažná časť jej zásob sa doposiaľ nevyužíva. Problém kvality sa však ukazuje ako veľmi vážny aj v prípade podzemnej vody karbonátov Čiernej hory najmä s ohľadom na intenzívne poľnohospodárske využívanie a zastavanosť územia v hydrogeologicky najpriaznivejších úsekoch. Najmenej sú ohrozené podzemné vody hlbšieho obehu neogénnych sedimentov Košickej kotliny a neovulkanitov Slanských vrchov. Infiltračnou oblasťou v oboch prípadoch sú väčšinou lesnaté chrbty a údolia Slanských vrchov, ktoré v súčasnosti nemajú výrazné zdroje znečisťovania.

J. Orvan: Podzemné vody východnej časti Slovenského krasu

Na základe najnovších poznatkov autor poukázal na možnosť ďalšieho využitia podzemných vôd Slovenského krasu pre zásobovanie Košíc.

Východnú časť Slovenského krasu predstavuje hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra a štruktúra Vysokej, Dolného a Horného vrchu (stredná a východná časť). Tvoria ich prevažne vápence stredného triasu tektonickej jednotky silického príkrovu.

Podzemné vody z uvedených štruktúr odtekajú väčšinou plytkým obehom po ich obvode vo forme prameňov. V prípade, že vápence zasahujú hlbšie pod miestnu eróznú bázu, časť podzemných vôd nastupuje hlbší obeh.

Pre skupinový vodovod do Košíc sa využívajú zachytené pramene Drienovec ($Q_{\text{priem}} = 150\text{--}200 \text{ l.s}^{-1}$) a Turňa ($80\text{--}100 \text{ l.s}^{-1}$). Prameň Drienovec má hlbší obeh a časť jeho vôd tvoria nekrasové vody infiltrované z riečnych náplavov Bodvy. Z hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry sa využívajú pra-

mene Haťiny I (záchyty) a Haťiny II — Bezvodná studňa (čerpaním z vrtu).

Pre budúcnosť sa ukazujú tieto možnosti získania ďalších vodných zdrojov: nadlepšenie výdatnosti prameňa Haťiny I, využitie náplavov Bodvy a podložínych vápencov, zvýšenie využiteľnej výdatnosti prameňa Teplica pomocou šikmých vrtov, zvýšenie využiteľnej výdatnosti prameňa Skalitý a Veľká Hlava. Celkovo je možné počítať so zvýšením odberu o $80\text{--}100 \text{ l.s}^{-1}$.

Ďalšie využívanie podzemnej vody je nutné riešiť aj s jej ochranou voči znečisteniu.

F. Mičák: Umelé obohacovanie využiteľného množstva podzemných vôd na východnom Slovensku

Priekopníkom zavedenia umelej infiltrácie do praxe v celoslovenskom meradle bol závod IGHP Košice. V období rokov 1975—1980 vykonal na lokalite Strážske v údolí Laborca prevádzkovú skúšku, jej zhodnotenie, vypracoval jednostupňové projekty a subdávateľsky zabezpečil vybudovanie špeciálnej usadzovacej nádrže a infiltračného kanála v náklade 25 mil. Kčs. Celý studňový rad bude zachytávať 180 l.s^{-1} umelo infiltrovanej podzemnej vody. Pri finančných nákladoch 35 mil. Kčs to bude znamenať 194,4 tis. Kčs na 1 l.s^{-1} vody.

Na lokalitách Sokol a Družstevná sa na umelé obohacovanie navrhuje využívať surovú povrchovú vodu z Hornádu. Na základe výsledkov poloprevádzkovej skúšky na lokalite Sokol a ďalších prác sa ukazuje možnosť získať okolo 400 l.s^{-1} umelo infiltrovanej podzemnej vody pre zásobovanie Košíc.

Usporiadáním seminára dokázala pobočka SGS Košice reagovať na aktuálnu situáciu. Aktívny prístup jej členov k riešeniu praktických otázok využitia najnovších poznatkov geologického výskumu a prieskumu v praxi je záväzkom aj pre budúcnosť.

Milan Sindler

Luminiscenčné spektrá magnezitu

LÍDIA TURANOVÁ, JÁN TURAN

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 2. 2. 1987

Люминисцентный спектр магнезита

Целью работы было проверить относительно новый метод люминисцентной спектроскопии для изучения карбонатов магнезито-доломитового типа. При изучении был получен слабый спектр с выразительной линией $\lambda_{\text{max.}} = 628\text{—}663\text{ нм}$, в некоторых случаях также невыразительной линией в области $585\text{—}598\text{ нм}$. Спектры карбонатов находятся в зависимости от иона Mn^{2+} и сильное влияние имеет ион Fe^{2+} с подавляющим эффектом на интенсивности люминисценции.

Luminiscent spectra of magnesite

The aim of this work was to verify a relative new method of luminiscent spectroscopy for the investigation of magnesite — dolomite carbonates. Low spectra with the characteristic line in the area of $\lambda_{\text{max.}} = 628\text{—}663\text{ nm}$, in some cases with the inexpressive line in the area of $585\text{—}598\text{ nm}$, were characteristic for the investigated carbonates. Carbonate spectra are qualified by the presence of Mn^{2+} ion and they are strongly influenced by Fe^{2+} ion, which has the repressive effect upon the intensity of luminiscence.

Luminiscenčná spektroskopia minerálov je relatívne nová fyzikálna metóda mineralogických analýz hornín a rúd. U nás sa doteraz v prevažnej miere využíva luminiscencia minerálov prakticky iba pri vizuálnom pozorovaní, diagnostike a separovaní niektorých makroskopicky ťažko určiteľných minerálov, napr. scheelitu, zirkónu, diamantu, uránových slúd atď. Rozvoj experimentálnych prostriedkov na registráciu spektier relatívne slabých žiarení a ich vyhodnocovanie umožnili vznik a rozvoj metódy luminiscenčnej spektroskopie.

Luminiscenčná spektroskopia nachádza široké použitie nielen pri diagnostike minerálov, príp. semikvantitatívnom stanovení ich obsahu v hornine alebo rude (ktoré je na základe spektier oveľa objektívnejšie), ale aj v takej oblasti, ako je genetická mineralógia,

pretože luminiscenčná charakteristika minerálu (luminiscenčné spektrum) je zákonitým odrazom zložitého súhrnu fyzikálno-chemických a termodynamických podmienok (teplota, tlak, chemické a mikrochemické zloženie, pH a Eh prostredia) panujúcich v prostredí jeho vzniku (Gorobec, 1981).

Metódu luminiscenčnej spektroskopie sme použili na stanovenie luminiscenčných spektier magnezitu z rôznych lokalít na Slovensku s cieľom overiť metodiku štúdiu uhličitánov tohto typu.

Princíp a postup stanovenia

Luminiscenčná spektroskopia využíva jav luminiscencie. Luminiscencia predstavuje nerovnovážne žiarenie vzbudzované svetlom

(fotoluminiscencia) alebo röntgenovým žiarením (röntgenoluminiscencia). Iné druhy luminiscencie (termoluminiscencia, iónová luminiscencia, katódová luminiscencia, chemoluminiscencia) sa spektrálnymi metódami takmer nesledovali.

Zdrojom luminiscencie v pevných látkach sú luminogény, pod ktorými rozumieme chemický prvok v určitej valencii, ktorého vstup do kryštálovej mriežky spôsobuje tvorbu centra žiarenia (Gorobec, 1981). Centrom žiarenia sú častice, vlastné alebo prímiesné atómy, ióny, radikály alebo molekuly, ktoré prechádzajú do energeticky vzbudeného stavu, líšiaceho sa od základného elektrónového stavu, ležiace v diapazóne energií $E = 2-7$ eV. Pri vzbudení centra luminiscencie elektrón prechádza na jednu zo vzbudených hladín, pohlcujúc kvantum energie, ktoré sa po vrátení na základnú hladinu vyžiarí vo forme fotónu. Pre mnohé aktivované ióny (Mn^{2+} , Fe^{3+} atď.) je charakteristická priama závislosť intenzity žiarenia od ich koncentrácie, čo dovoľuje určovať ich obsah v minerále, hornine alebo rude.

Ako centrá luminiscencie v uhličitanoch prichádzajú do úvahy predovšetkým Mn^{2+} , Pb^{2+} , TR^{3+} , UO_2^{2+} a molekulárne centrá organického pôvodu.

Dôležitým faktorom pri luminiscencii minerálov sú tzv. centrá pohlcovania, pod ktorými rozumieme prítomnosť vlastných alebo prímiesných atómov, alebo defektov spôsobujúcich prechody elektrónu bez vyžiarenia fotónov, alebo s fotónmi v infračervenej oblasti. Najrozšírenejším potláčateľom luminiscencie v mineráloch, ktorý je v magnetite prakticky vždy prítomný, je ión Fe^{2+} , charakteristický

úzkym intervalom medzi vzbudeným a základným stavom zodpovedajúcim žiareniu v IČ oblasti svetla.

Potlačujúci efekt možno pozorovať už pri 0,0X % Fe^{2+} a úplné potlačenie luminiscencie začína podľa údajov Gorobca (1981) pri cca 1 % Fe^{2+} .

Merania luminiscenčných spektier magnetitu sa robili na Katedre mineralógie MGU v Moskve na upravenej aparatúre s rtg zdrojom budenia luminiscencie BSV-2, prizmatickým monochromátorom DMR-4, fotosnímačom FEZ-79 umožňujúcim snímať spektrá v oblasti 300–800 nm, elektrickým zosilňovačom UF-74 a automatickým zapisovačom KSP-4. Na spektrálne merania sme použili práškovú vzorku s navážkou cca 25 mg, ktorú sme umiestnili do vzorkovnice. Snímali sa krivky luminiscencie vyjadrujúce závislosť intenzity žiarenia od vlnovej dĺžky.

Výsledky a diskusia

Luminiscenčné spektrá magnetitu sme snímali na vzorkách uhličitanov (magnetit, dolomit s magnetitom alebo dolomit) z lokalít Samo (So), Mútnik (Mú), Mútnik, štôlna Barbora (Ba), Kokava (Ka), Sinec (Si), Polom (Pm), Soblahov (SBM), Mníšek nad Hnilcom (MH), Jedľovec (J), Burda (B), Cínobaňa (C), Miková (Mi) a Hodkovce (Ho).

Napriek tomu, že študované vzorky (okrem Ho-14/75) obsahovali viac ako 2 % FeO , vykazovali relatívne málo intenzívne spektrá, prevažne s jednou výraznou líniou (pásmom) v rozmedzí 628–663 nm. V niektorých vzorkách sa tiež uplatnila nevýrazná línia v rozmedzí 585–598 nm (tab. 1).

TAB. 1
Maximá luminiscenčných spektier študovaných vzoriek
Maxima of luminiscent spectra of the investigated samples

Vzorka	λ_{max} , nm	Minerál	Vzorka	λ_{max} , nm	Minerál
So-27/77	653; 585	M	MH-23/80	643; 598	M
Mú-14/76	643; 598	M	MH-28/80	648	M
Ka-9/77	647; 584	M	J-13/75	628	D
Si-9/80	652	D + M	B-35/75		M
Ba-18/80	652	M	C-1/70		M
Pm-2/80	643	D + M	Mi-44/70		M
SBM-1/23	643; 597	M	Ho-14/75	663	M

M = magnetit, D = dolomit; označenie lokalít je uvedené v texte

Potlačujúci efekt iónu Fe^{2+} sa úplne prejavil vo vzorkách B-35/75, C-1/70 a M-44/70, v ktorých obsah FeO prevyšoval 4 ‰, i keď do značnej miery vplýval aj na intenzitu žiarenia ostatných študovaných uhličitanov. Dokazuje to aj fakt, že intenzita spektra luminiscencie vzorky magnezitu Ho-14/75, ktorá prakticky neobsahovala Fe^{2+} (iný genetický typ), prevyšovala približne 10-násobne intenzitu spektier ostatných uhličitanov.

Luminiscenčné žiarenie študovaných vzoriek je celkom zviazané s iónom Mn^{2+} . Dvoj-
mocný ión mangánu je jedným z najrozšírenejších aktivátorov luminiscencie. Spektrá luminiscencie mangánu ($2+$) pozostávajú podľa Taraščana (1978) z jedného, zriedkavejšie z dvoch línií v oblasti $\lambda_{\text{max.}} = 500\text{--}700$ nm, pričom pri obsahu Mn vyššom ako 0,1 ‰ v spektrách prevláda línia 630 nm. Taraščan (1978) uvádza pre dolomit hodnotu $\lambda_{\text{max.}} = 630$ nm, pre magnezit $\lambda_{\text{max.}} = 660$ nm. Vzorka J-13/75, ktorá predstavovala monominerálnu frakciu dolomitu, mala líniu $\lambda_{\text{max.}} = 628$ nm, vo vzorkách magnezitu sa hodnota $\lambda_{\text{max.}}$ pohybovala v rozmedzí od 643 do 663 nm. Najpodstatnejším faktorom určujúcim posun línie žiarenia iónu Mn^{2+} (a teda aj zmeny žiarenia) je typ hladiny, z ktorej emituje vyžiarený elektrón. Experimenty s Mn aktivovanými kryštálmi ukázali, že charakter žiarenia iónov Mn^{2+} určujú predovšetkým 3d elektróny, ktorých energetický stav sa mení (Taraščan, 1978).

Vplyv koncentrácie Mn^{2+} na spektrálne luminiscenčné žiarenie nie je veľký. Rast koncentrácie Mn^{2+} rozmýva krivku a trochu dvíha $\lambda_{\text{max.}}$ žiarenia do dlhovlnovej oblasti spek-

tra (Taraščan, 1978). Za hraničný obsah Mn v mineráloch (pri ktorom ešte možno pozorovať luminiscenciu) sa považuje obsah cca 10^{-4} ‰, optimálna koncentrácia Mn sa pohybuje okolo 1 ‰. Študované uhličitaný obsahovali Mn v rozmedzí 0,1—0,5 ‰.

Záver

Luminiscenčné spektrá uhličitanov magnezitovo-dolomitového typu z oblasti Spišsko-ge-merského rudohoria sú podmienené prítomnosťou iónu Mn^{2+} . Zároveň sú silne ovplyvnené prítomnosťou iónu Fe^{2+} s potlačujúcim efektom na intenzitu luminiscencie. Vzorky, v ktorých obsah FeO prevýšil 4 ‰, vôbec nesvietili. Pre vzorky, v ktorých obsah FeO spravidla prevýšil 2 ‰, boli charakteristické slabé spektrá s výraznou líniou $\lambda_{\text{max.}}$ v oblasti 628—663 nm, v niektorých vzorkách tiež s nevýraznou líniou v oblasti 585—598 nm.

Podakovanie

Za pomoc a rady pri snímaní luminiscenčných spektier uhličitanov ďakujeme Igorovi Reznickému, pracovníkovi Katedry mineraló-gie Moskovskej štátnej univerzity.

Literatúra

- Gorobec, B. S. 1981: Spektry luminiscencie mineralov. *Manuskript — Min. geol. SSSR Moskva*, 154 s.
Taraščan, A. N. 1978: Luminiscencia mineralov. *Kijev, AN USSR, Inst. geochimiji i fiziki min., Izd. Nauk. dumka*, 1—296.

AKUALITA

Revízia sekundárnych minerálov lazulitovej paragenézy z pohoria Tríbeč

ZDENĚK DOUBEK, JÁN JAHN

Ревизия вторичных минералов лазулитового парагенезиса гор Трибеца, Западные Карпаты

Финальным продуктом выветривания лазулита является смесь каолинита и кварца. Иногда и барита если тот был в первичной ассоциации. Первичная минералогическая ассоциация прожилков в кварцитах нижнего триаса сложена лазулитом, спекуляритом и лимонитом.

Revision of secondary minerals of lazulite paragenesis from the Tríbeč Mts., West Carpathians

The final product of lazulite weathering is the mixture of kaolinite and quartz, baryte also occurs locally, when it was present in the primary assemblage. The primary mineral assemblage of veinlets in the Lower Triassic quartzites consists of lazulite, specular hematite and limonite.

V ostatných rokoch sme sa zaoberali vyhladávaním lokalít a opisom minerálov lazulitovej paragenézy v pohorí Tríbeč (Jahn, 1976, 1978, 1979, 1984). Na viacerých lokalitách sme popri primárnej mineralizácii identifikovali sekundárne zmesi, ktoré mali vzhľadom na nehomogénne zloženie rozličný charakter.

Východiskovým podnetom boli priekopnícke práce o lazulite z lomu Lupka v Nitre (Sekanina, 1957). Zo zvetraného lazulitu sa tu uvádza žltobiela a nahnedlá, makroskopicky celistvá a mäkká hmota. Na základe mikroskopického štúdia sa v nej konštatoval znečistený baryt. Premena lazulitu sa tu opísala v smere vzniku bližšie neznámeho šupinatého alumosilikátu.

Revíziu sekundárnych minerálov sme uskutočnili opticky, spektrálnou analýzou a čiastočne röntgenograficky na vzorkách z okolia obce Žirany v skupine Zobora. Pôvodná lokalita v kameňolome Lupka (Sekanina, 1957) je zavezená komunálnym odpadom a neprístupná.

Nami študovaný odkryv sa nachádza v opus-

tenom lome ležiacom 200 m na Z od cesty do obce Žirany, 1250 m na V od Vápenníka (kóta 531 m), v telese spodného triasu tríbečskej série.

Prevládajúcim horninovým typom sú takmer celistvé svetlé kremence s vložkami zelenkastých arkózovitých kremencov a sericitických bridlíc postihnutých dynamometamorfózou. V pravých žilách prestupujúcich severnú a západnú lomovú stenu sa identifikoval lazulit, hematit — speкулярit, limonit (Jahn, 1976).

Pre laboratórne spracovanie sme vybrali 4 reprezentatívne vzorky s bohatými koncentraciami sekundárnych minerálov viditeľných aj makroskopicky.

Vzorka 1 — výplň dutiny v žilnom kremeni s početnými zátekmi limonitu a goethitu. Sekundárny produkt je bielej farby, makroskopicky celistvý, na omak jemný, práškovitý, s tvrdosťou 1 (podľa Mohsa). Pod mikroskopom je zmes homogénna, s ojedinelými klastmi kremeria, jemne šupinkovitá. Vyskytuje sa vo forme izolovaných závalkov (nahrádza

TAB. 1
Spektrálna analýza sekundárnych minerálov lazulitovej paragenézy (‰)
Spectral analysis of secondary minerals of lazulite paragenesis

Vzorka	> 1 ‰	1—0,1	0,1—0,01	0,001	Stopy
1	Si, Al	Ca, Fe	Mn, Mg	V	Ba
2	Si, Al	Ca	Mg, Fe	Mn	Ba
3	Si, Al, Ba, Ca	—	Fe, Mg	Mn, Cu, Ti	—
4	Si, Al, Ba, Ca	Fe, Ti	Mg	Mn, Cu	—

úplne rozložený lazulit), alebo v jemných mikrožilkách prestupuje zvetrané lazulitové zrná.

Vzorka 2 — lazulitové zrno s hustým sietivom sekundárnych čiastočne limonitizovaných produktov bielej farby. Sekundárna hmota vyplňa vo forme žiliek priestory medzi rôzne zvetranými segmentmi primárneho lazulitu. Premenu sprevádza farebný efekt. Vo svetlo-modrej rozloženej hmote sú dosiaľ nepremené tmavomodré zrná maximálne 0,1 mm veľké. Vo farebnej škále sa objavuje svetlo-modrý, modrozelený, zelený až biely odtieň.

Vzorka 3 — vyseparovaná práškovitá zmes žltobielej farby zo zvetraného lazulitového zrna.

Vzorka 4 — práškovitá zmes hnedej farby. Z výsledkov spektrálnej analýzy a na ňu

nadväzujúceho optického výskumu konštatujeme, že vo vzorkách 1 a 2 sa ako podstatná zložka identifikoval kaolinit, často znečistený kremeňom, predstavujúci konečný článok vetrania lazulitu. V lazulitovej paragenéze z pohoria Tríbeč sa dosiaľ neopísal.

Vzorky 3 a 4 predstavujú jemnozrnný znečistený baryt, intímne prerastajúci lazulitové zrná, vyskytujúci sa aj v primárnej asociácii. Migrácia stanovených prvkov zo sekundárnych zmesí poukazuje na variabilné zloženie primárnych členov lazulitovej asociácie, najmä barytu a hematitu. Na lokalite sa nezistil pyrit, hoci jeho prítomnosť predpokladáme vzhľadom na výsledky prevedených analýz, rozličné formy koloidných kyslíčnikov Fe a príbuznosť študovanej lokality s ostatnými známymi výskytmi v mezozoiku Tríbeča.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 19, číslo 4, september 1987.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 1. 9. 1987.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.

Revízia sekundárnych minerálov lazulito-
vej paragenézy z pohoria Tribeč

Revision of secondary minerals of lazulite
paragenesis from the Tribeč Mts., West
Carpathians

382

SÚHRNNÝ REFERÁT

GENERAL REPORTS

Ján Burchart — Ján Král

K-Ar radiačný systém v geologických pod-
mienkach

The K-Ar radiation system under geolo-
gical conditions

363

METODIKA VÝSKUMU

METHOD OF INVESTIGATION

Lidia Turanová — Ján Turan

Určovanie Mg a Fe uhličitanov pomocou
spektier absorpcie svetla

Identification of magnesium and iron car-
bonates by means of light absorption
spectra

375

Lidia Turanová — Ján Turan

Luminiscenčné spektrá magnezitu

379 Luminiscent spectra of magnesite

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Fórum mladých

387 Forum of young geologists

Abstrakty z prednášok

310 Abstracts of lectures

VYDAVATEL :

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu :

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Geofond Bratislava

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina

Nafta, k. p., Gbely

Slovenská geologická spoločnosť Bratislava

Slovenský geologický úrad v Bratislave